

Taís Ferreira Martins

**Distribuição Regional de Minerais Hidrotermais na Folha Rio Verde,
Província Mineral de Carajás**

**Trabalho Final de Curso
(Geologia)**

**UFRJ
Rio de Janeiro
2019**



Taís Ferreira Martins

**Distribuição Regional de Minerais Hidrotermais na Folha Rio Verde,
Província Mineral de Carajás**

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação
em Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ,
apresentado como requisito necessário para a
obtenção do grau de Geólogo.

Orientador: José Carlos Sícoli Seoane

Coorientador: Felipe Mattos Tavares

Rio de Janeiro

02/2019

Ferreira Martins, Taís

Distribuição Regional dos Minerais Hidrotermais na Folha Rio Verde, Província Mineral de Carajás: subtítulo / Taís Ferreira Martins- - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2019.

66 p.

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2019.

Orientadores José Carlos Sícole Seoane, Felipe Mattos Tavares

1. Geologia. 2. Petrografia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. José Carlos Sícoli Seoane II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

Taís Ferreira Martins

**Distribuição Regional de Minerais Hidrotermais na Folha Rio Verde,
Província Mineral de Carajás**

Trabalho Final de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro –
UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de
Geólogo.

Orientadores:

José Carlos Sícole Seaone
Felipe Mattos Tavares

Aprovada em: de fevereiro de 2017

Por:

Orientador: José Carlos Sícole Seaone (UFRJ)

Felipe Mattos Tavares (CPRM)

Atlas Correa Neto (UFRJ)

Julio Cezar Mendes (UFRJ)

**UFRJ
Rio de Janeiro
2019**

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço aos meus pais, Mônica e Isamar, ao meu irmão, Igor e aos meus avós, Mariza, Ana e Hermógenes por todo amor, carinho e confiança que depositaram em mim.

Agradeço aos meus orientadores, Felipe Tavares e José Carlos Sícoli pela orientação e aprendizado ao longo desses último dois anos.

À CPRM pelas lâminas e infraestrutura cedida para a realização desse trabalho. À geóloga Ana Dreher e ao meu companheiro de estágio, Matheus Nascimento, pela ajuda nas descrições das lâminas.

Agradeço ao meu eterno companheiro de campo e melhor amigo, Lucas Arienti, pelo companheirismo e amizade ao longo da minha graduação, tornando os campos e as iniciações científicas mais divertidas.

À todos os meus amigos da turma de 2013 e do UFRJ SEG Student Chapter pela ajuda, aprendizado e pela companhia nos campos.

Agradeço ao Gil Pedro pelo amor, companhia, paciência e apoio ao longo desses últimos anos de graduação.

RESUMO

Ferreira Martins, Taís. **Distribuição Regional dos Minerais Hidrotermais na Folha Rio Verde, Província Mineral de Carajás. 2019**, 66 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A Província Mineral de Carajás hospeda diversos depósitos do tipo IOCG, relacionados a duas épocas metalogenéticas: Arqueana (~2,7-2,5Ga) e Paleoproterozóica (~1,88Ga). Esses sistemas mineralizantes do tipo IOCG produzem regionalmente alterações hidrotermais como calco-sódica, sódica, potássica e hidrolítica, que estão associadas aos depósitos de Cu-Au. A Folha Rio Verde apresenta uma grande quantidade conhecida desses depósitos e também um potencial para novas descobertas. O estudo petrográfico e microtectônico das alterações hidrotermais realizado nesse trabalho permite entender melhor o comportamento das alterações hidrotermais em cunho regional e determinar quais minerais hidrotermais podem ser utilizados como possíveis guias prospectivos para depósitos de Cu-Au. Foram identificadas duas associações minerais principais: a pré-tectônica, relacionada ao evento Arqueano, e a pós tectônica relacionada ao evento Paleoproterozóico. Os principais minerais pré-tectônicos são actinolita (alteração calco-sódica), albita (alteração sódica), k-feldspato (alteração potássica) e, em menor quantidade, ocorre biotita. O reconhecimento dessa associação mineral é dificultado devido a obliteração dos minerais em decorrência do evento Transamazônico que afetou a PMC após o primeiro evento metalogenético. Já os minerais pós tectônicos são representados pela actinolita, albita, escapolita, biotita, k-feldspato, clorita, epidoto e carbonato. Essa paragenese mineral ocorre amplamente distribuída e é mais fácil de ser reconhecida uma vez que após 1,88 Ga não há eventos tectono-termiais significativos que afetam a Província. A distribuição regional de ambas as associações minerais permitiu observar que minerais como epidoto e clorita ocorrem amplamente distribuídos e não servem como guias prospectivos, ao contrário da actinolita, albita, escapolita, k-feldspato, biotita e carbonato que ocupam zonas mais restritas e ocorrem espacialmente sobrepostos em dois corredores principais de alteração que englobam depósitos conhecidos na literatura, mas também áreas ainda não citadas.

Palavras-chave: Petrografia, Alteração Hidrotermal, IOCG, Carajás

Abstract

The Carajás Mineral Province hosts several IOCG deposits related to two metallogenetic events: Archaean (~ 2.7-2.5 Ga) and Paleoproterozoic (~ 1.88 Ga). These IOCG systems produce hydrothermal alterations such as sodic-calcic, sodic, potassic and hydrolytic, which are associated with Cu-Au deposits. Folha Rio Verde area hosts many known deposits and has potential for new discoveries. The petrographic and microtectonic study of the hydrothermal alterations allows to a better understanding of distribution of the hydrothermal alterations in the region and to determine which hydrothermal minerals can be used as possible prospective guides for Cu-Au deposits. Two mineral phases were identified: the pre-tectonic, related to the Archaean event, and the post-tectonic related to the Paleoproterozoic event. The pre-tectonic minerals are actinolite (sodic-calcic alteration), albite (sodic alteration), k-feldspar (potassic alteration) and, to a lesser extent, biotite and tourmaline. The recognition of this mineral phase is difficult due to the minerals deformation caused by Transamazonian event that affected PMC after the first metallogenetic event. The post-tectonic minerals are represented by actinolite, albite, scapolite, biotite, k-feldspar, chlorite, epidote, and carbonate. This mineral phase occurs widely distributed and is easier to recognize since after 1.88 Ga there are no significant tectonic-thermal events affecting the Province. The regional distribution of both mineral phases allowed us to observe that minerals such as epidote and chlorite occur widely distributed and do not serve as prospective guides, unlike actinolite, albite, scapolite, k-feldspar, biotite, carbonate and tourmaline, which occurs in restricted areas and spatially overlapping in two trends of alteration that comprise deposits known in the literature, but also areas not yet mentioned.

Keywords: Petrography, Hydrothermal Alteration, IOCG, Carajás

Lista de Tabelas:

Tabela 1- Informações dos principais depósitos de Cu-Au do Tipo IOCG na Província Carajás.....	13.
Tabela 2- Relação dos minerais hidrotermais identificados e seus respectivos posicionamentos tectônicos.....	42.

Lista de Figuras:

Figura 1: a) Mapa de localização do Cráton Amazônico no continente sul-americano destacando a Província Mineral de Carajás. b) Mapa tectonoestratigráfico do sudeste do Craton Amazônico, destacando os Domínios: Carajás, Rio Maria e Bacajá. (modificado de Vasquez <i>et al</i> (2008 a).....	3.
Figura 2: Mapa geológico do nordeste da PMC, com destaque para a área de estudo (modificado de Costa <i>et al</i> 2016).....	8.
Figura 3- Ilustração demonstrando o zoneamento das alterações hidrotermais em depósitos IOCG (Hitzman <i>et al</i> 1992).....	10.
Figura 4- Modelo para gênese dos depósitos IOCG (Groves <i>et al</i> 2010).....	11.
Figura 5- Mapa da Folha Rio Verde mostrando os pontos analisados. Modificado de Tavares (2015).....	15.
Figura 6- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Ortognaisse Bom Jesus foliado apresentando cristais com formas interlobadas e porfiroclastos de quartzo e microclina. (b) Ortognaisse Bom Jesus foliado e com cristais apresentando contatos poligonizados.....	16.
Figura 7- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Tonalito Campina Verde apresentando foliação marcada pela biotita e hornblenda-actinolita. (b) Tonalito Campina Verde apresentando plagioclásio euédrico com hábito tabular preservado..	17.
Figura 8- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Granito Serra Dourada com cristais orientados e recrystalizados (formação de subgrãos, contatos poligonais e lobados). (b) Granito Serra Dourada com textura ígnea preservada (intercrescimento micrográfico).....	18.
Figura 9- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Granito Cruzadão recrystalizado com fenocristais de microclina. (b) Granito Cruzadão com textura porfiroclástica com porfiroclastos de quartzo e microclina	19.

Figura 10- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Metadiabásio com textura subofítica. (b) Tremolita xisto com cristais granulares de olivina reliquiar.....	20.
Figura 11- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Textura ígnea reliquiar representada pelos fenocristais tabulares de plagioclásio. (b) Metamáfica de granulação fina em fácies xisto verde.....	21.
Figura 12- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Fenocristais policristalinos de quartzo em uma matriz foliada composta principalmente por muscovita. (b) Riolito com textura afanítica porfirítica e fenocristais de quartzo com embaimento.....	22.
Figura 13 Fotomicrografia sob luz transmitida (a) Metaconglomerado com clastos de grânulos e seixos finos subarredondados. (b) Quartzizito micáceo.....	22.
Figura 14- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Metagranito Estrela com foliação incipiente marcada pela hornblenda e a biotita. (b) Metagranito de granulação fina apresentando contatos lobados a poligonizados.....	24.
Figura 15- Fotomicrografia sob luz refletida: (a) Granito Cruzada com textura equigranular e feições de recristalização. (b) Granito Cruzadão deformado apresentando foliação Sn.....	25.
Figura 16- Fotomicrografia sob luz refletida: (a) Metamáfica foliada com plagioclásio tabular. (b) Metamáfica foliada com plagioclásio granular e actinolita com inclusões de quartzo.....	26.
Figura 17- Figura 18- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Actinolítico. (b) Rocha com enriquecimento de actinolita e veio pré tectônico com turmalinas associadas. (c) Veio de actinolita atravessado pela foliação da rocha, associado a veio de quartzo + albita. (d) Veio de hornblenda com inclusões de allanita crenulado atravessado pela foliação da rocha.....	29.
Figura 18- Fotomicrografia sob luz refletida: (a) Veio pós tectônico de actinolita em rocha hidrotermalizada (biotita, clorita, escapolita, albita). (b) Anfibólio pós tectônico alterando as bordas dos cristais de plagioclásio e do anfibólio metamórfico. (c) Brecha pós tectônica com concentração de actinolita hidrotermal associada a biotita e magnetita. (d) Associação de actinolita e escapolita hidrotermal.....	30.
Figura 19-Fotomicrografia sob luz transmitida. (a) Zona monomineraliza de microclina recristalizada. (b) Zona monominerálica formada por microclina média paralela a foliação da rocha.....	31.
Figura 20- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) microclina hidrotermal englobando cristais de apatita. (b) Zona monominerálica formada por microclina hidrotermal pós tectônica.....	32.
Figura 21- Fratura preenchida por biotita hidrotermal orientada, a biotita está parcial ou totalmente substituída pela clorita.....	33.

Figura 22- Fotomicrografia sob Luz transmitida: (a) Biotita hidrotermal substituindo totalmente cristais ígneos. (b) Associação hidrotermal de escapolita e biotita crescendo sobre rocha com textura gráfica. (c) Fraturas preenchidas por biotita hidrotermal sobreposta por clorita. (d) Biotita hidrotermal pervasiva na rocha.....	34.
Figura 23- Fotomicrografia sob luz refletida: (a) Associação de escapolita, biotita e magnetita alterando feldspato alcalino. (b) Veio de escapolita associado com calcopirita. (c) Escapolita granular englobando a foliação. (d) Veio composto por carbonato, escapolita e opacos (calcopirita e pirita).....	36.
Figura 24- Fotomicrografia sob luz refletida: (a);(b) Albite com textura tabuleiro de xadrez e bordas recristalizadas.....	37.
Figura 25- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Veio de albite com cristais tabulares euédricos e concentração de epidoto na borda. (b) Veio de albite associado com opacos (calcopirita, bornita, calcocita), clorita e titanita. (c) Veio de albite euédrica oblíquo a foliação. (d) Associação de calcopirita, albite e sericita disseminada na rocha.....	38.
Figura 26- Fotomicrografia sob luz refletida: (a) associação de hematita, clorita, epidoto e titanita. (b) Clorita hidrotermal associada com hematita. (c) Stockwork preenchido por clorita hidrotermal. (d) Matriz de brecha preenchida por clorita hidrotermal.....	39.
Figura 27- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) brecha com matriz de epidoto hidrotermal. (b) Veio de epidoto associado com pirita e calcopirita. (c) Veio de epidoto.....	40.
Figura 28- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Carbonato disseminado na rocha associado a calcopirita. (b) Carbonato e calcopirita em veio.....	41.
Figura 29- Mapas mostrando a distribuição regional na Folha Rio Verde dos principais minerais hidrotermais identificados. Modificado de Tavares (2014).....	44.
Figura 30- Comparação da distribuição regional das alterações pré e pós tectônicas, excluindo os minerais: epidoto e clorita. Modificado de Tavares (2014).....	45.
Figura 31- Comparação entre (a) mapa com soma de minerais indicados como guias prospectivos e (b) mapa demonstrando os depósitos da folha Rio Verde. Modificado de Tavares (2014).....	48.

SUMÁRIO

Resumo.....	vi.
Abstract.....	vii.
Lista de Tabelas.....	viii.
Lista de Figuras.....	viii.
1 INTRODUÇÃO.....	1.
1.1 Objetivo.....	2.
1.2 Metodologia.....	2.
1.3 Localização.....	2.
2.GEOLOGIA REGIONAL.....	3.
2.1Depósitos IOCG.....	9.
2.1.1Depósitos IOCG na Província Mineral de Carajás.....	11.
3. ANÁLISE PETROGRÁFICA DA FOLHA RIO VERDE.....	14.
3.1 Síntese Petrográfica das Unidades analisadas da Folha Rio Verde.....	14.
3.1.1 Unidades do embasamento- Complexo Xingu.....	16.
3.1.2 Unidades do Grupo Grão Pará.....	21.
3.1.3 Intrusões Neoarqueanas	24.
3.2 Minerais hidrotermais reconhecidos	27.
3.3 Distribuição dos Minerais Hidrotermais.....	43.
4 DISCUSSÃO.....	47.
5 CONCLUSÃO.....	50.
6 Referências Bibliográficas.....	51.

1 INTRODUÇÃO:

A Província Mineral de Carajás (PMC) é uma das áreas mais ricas do mundo em termos de recursos minerais. Assim como os gigantes depósitos de Fe, ocorrem depósitos de tonelagem de classe mundial de Cu- Au, além de recursos conhecidos de Cr, Ni, ETR, Sn, W, dentre outros.

Sua riqueza em grande parte é relacionada à superposição de diferentes sistemas mineralizantes em épocas metalogenéticas distintas (Xavier *et al.*, 2010, Tavares *et al.*, 2015, 2017). Duas épocas, no entanto, são responsáveis pelos maiores depósitos (2.7-2.5 Ga e 1.88 Ga), e também pelo hidrotermalismo reconhecível a dezenas de quilômetros das zonas mineralizadas. Essas épocas estão relacionadas a sistemas mineralizantes do tipo IOCG, que apresentam regionalmente alterações calco-sódicas, sódicas, potássicas e hidrolíticas (Hitzman 1992)

A superposição dos eventos metalogenéticos, e dos três eventos tectono-termais que afetam a província (Tavares *et al* 2018) traz dificuldades no entendimento das assembleias de minerais hidrotermais característicos de cada época metalogenética. Também não se sabe ao certo quais minerais podem ser considerados guias prospectivos em escala regional, podendo indicar proximidade com zonas mineralizadas, uma vez que, a grande parte dos trabalhos realizados sobre alteração hidrotermal na PMC possuem escala de depósito (Monteiro *et al* 2008; Moreto *et al* 2014, 2015; Toressi *et al* 2012)

A CPRM – Serviço Geológico do Brasil – executou o mapeamento geológico sistemático da porção oriental da PMC na escala de 1:100.000 (Tavares e Silva, 2012; Tavares, 2014, Justo, 2014), o que permitiu adensar o conhecimento geológico básico e a cartografia geológica da região.

Este trabalho se baseia na reavaliação do acervo de amostras e lâminas delgadas da Folha Rio Verde (SB.22-Z-A-III), cedidas pela CPRM. E busca entender melhor a distribuição regional das alterações hidrotermais referentes a cada época metalogenética, e quais minerais hidrotermais podem ser utilizados como possíveis guias prospectivos para depósitos de Cu-Au do tipo IOCG.

1.1 Objetivo:

O objetivo desse trabalho é identificar, descrever e espacializar os minerais hidrotermais que ocorrem na Folha Rio Verde, leste da PMC, através da análise petrográfica e microtectônica, a fim de melhor entender a distribuição e, conseqüentemente, a importância dos minerais hidrotermais como *footprints* regionais para as duas principais épocas metalogenéticas da Província. Dentre as fases hidrotermais estudadas, pretende-se identificar potenciais guias prospectivos regionais para as mineralizações de Cu-Au de ambas as épocas metalogenéticas.

1.2 Metodologia:

Para a realização do trabalho foram analisadas 500 lâminas delgadas em microscopia óptica de luz transmitida (parte também em luz refletida) de amostras coletadas em campo durante o trabalho de mapeamento geológico na escala de 1:100.000 da folha Rio Verde (SB.22-Z-A-III; Tavares, 2014). As lâminas delgadas foram descritas em microscópio Olympus BX-50, no laboratório de Petrografia da CPRM (Rio de Janeiro), onde também foram capturadas as fotomicrografias. A espacialização dos dados foi realizada com o software ArcGIS 10.22, a partir do sistema de coordenadas SIRGAS 2000.

Neste texto, foi utilizado a classificação de Williams *et al* (1958) para a granulação das rochas sendo, granulação fina correspondente a 1mm, média a 1 a 5mm e grossa maior que 5mm.

1.3 Localização:

A PMC localiza-se no sudeste do estado do Pará, em torno de 550km de Belém. A área de estudo situa-se no extremo leste da PMC, é limitada pelos paralelos 6°00'S e 6°30'S e os meridianos 50°00'W e 49°30'W e engloba parte dos municípios de Canaã dos Carajás, Parauapebas, Curionópolis e Eldorado dos Carajás, representando cerca de 3.000 km².

2 GEOLOGIA REGIONAL

A PMC situa-se no sudeste do Cráton Amazônico. É coincidente em parte com a província tectônica Carajás, de Santos (2003), e segundo aquele autor é limitada a norte e a sudoeste por rochas arqueanas-paleoproterozoicas geradas ou retrabalhadas durante o Ciclo Transamazônico (Domínio Bacajá e Domínio Santana do Araguaia, respectivamente), a oeste por coberturas vulcânicas e plutons orosirianos (Domínio Iriri-Xingu) e a leste pelas coberturas neoproterozoicas da Faixa Araguaia, correlata ao Ciclo Brasileiro (Figura 1-b). A província de Santos (2003) é dividida entre os Domínios Carajás, a norte e Rio Maria, ao sul, abrangendo as rochas mais antigas do Cráton Amazônico (Santos, 2003).

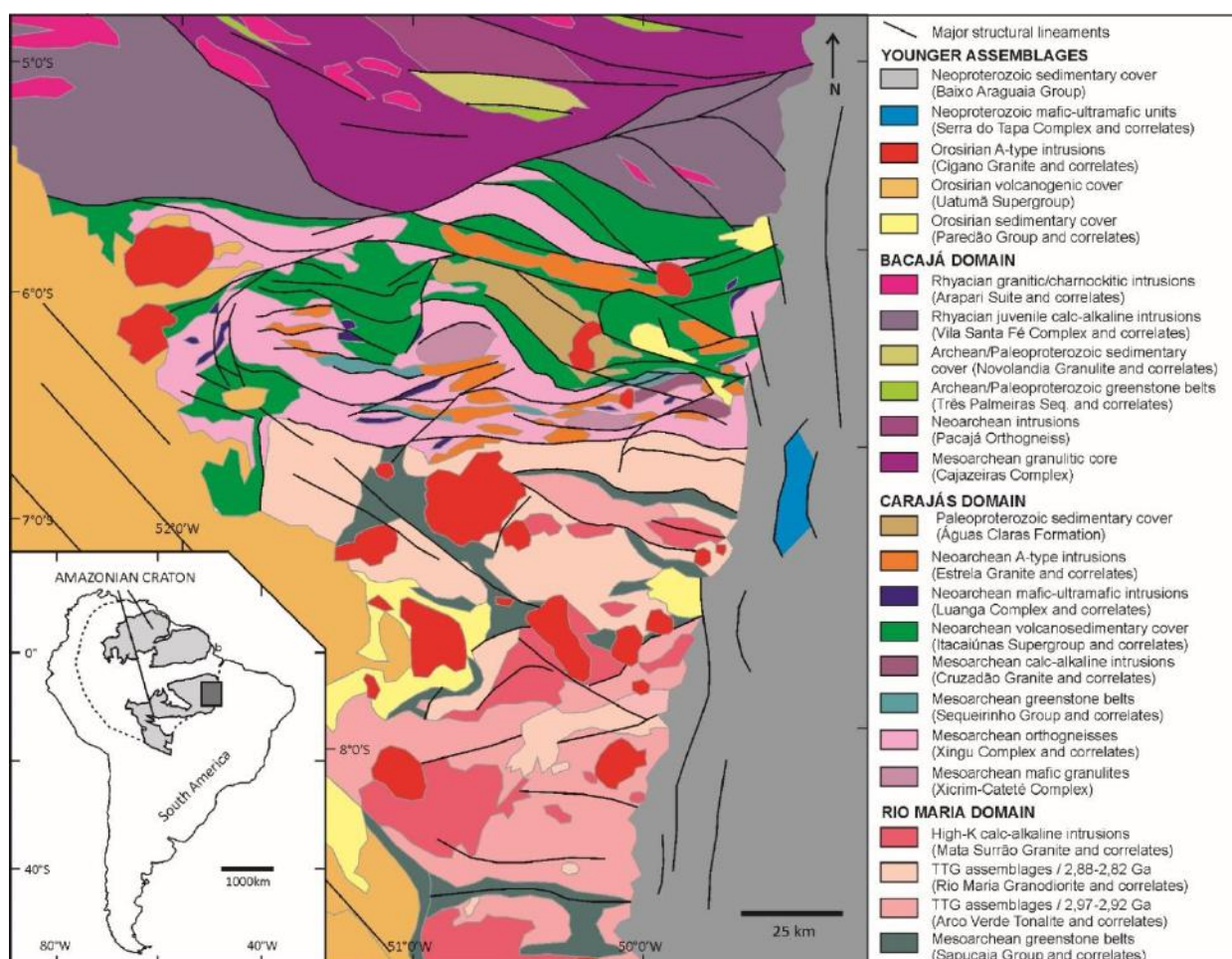


Figura 1 (a) Mapa de localização do Cráton Amazônico no continente sul-americano, destacando a Província Mineral de Carajás. (b)- Mapa tectonoestratigráfico do sudeste do Cráton Amazônico, destacando os Domínios: Carajás, Rio Maria e Bacajá. Modificado de Vasquez *et al.* (2008a).

O Domínio Rio Maria é formado, majoritariamente, por associações do tipo granito-*greenstone* (DOCEGEO, 1988) geradas em dois eventos principais que ocorreram entre 2,98-2,90Ga e 2,87-2,86Ga, o primeiro relacionado à colocação de granitoides do tipo TTG, cronocorrelatos aos *greenstone belts* e o segundo à intrusão de granitos de alto K (Almeida *et al.*, 2013). Este conjunto, durante o mesoarqueano, foi amalgamado e estruturado a partir de uma tectônica de “domos e quilhas” (Althoff *et al.*, 2000) ou por acreção seguida de colisão (Tavares *et al.*, 2018).

O Domínio Carajás, por sua vez, possui uma evolução tectônica mais complexa. O embasamento é formado por migmatitos, rochas polimetamórficas e faixas de *greenstone belts* usualmente agrupadas no Complexo Xingu (DOCEGEO, 1988) com idade entre 3,0-2,83Ga (Moreto *et al.*, 2014; Feio *et al.*, 2013; Machado *et al.*, 1991). Além de granulitos máficos e félsicos do Complexo Pium com idade de 3.0 Ga (Pidgeon *et al.*, 2000).

Moreto *et al.* (2011), Moreto *et al.* (2014) e Feio *et al.* (2013) individualizaram os granitoides do Complexo Xingu e os atribuíram a eventos magmáticos distintos. O primeiro evento ocorreu em torno de 3,0 Ga e seria responsável pela formação do Granito Sequerinho (3010 ± 21 Ma- Moreto *et al.*, 2014), do Tonalito Bacaba ($3001 \pm 3,6$ Ma- Moreto *et al.*, 2011) e do Ortognaisse Bom Jesus (3017 ± 5 Ma- Feio *et al.*, 2013). O segundo evento de idade entre 2,96-2,93 Ga cristalizou as primeiras rochas da suíte trondjemítica-tonalítica Rio Verde (2929 ± 1 Ma) e o granito Canaã dos Carajás (2959 ± 6 Ma) (Feio *et al.*, 2013). Essas unidades formadas durante o primeiro e segundo evento foram metamorfizadas e migmatizadas em torno de 2,8 Ga (Machado *et al.*, 1991), resultando na cristalização do Granito Serra Dourada (2831 ± 6 Ma), do Tonalito Campina Verde (2850 ± 7 Ma), das últimas rochas da Suíte Rio Verde (2820 ± 22 Ma) e do Granito Cruzadão (2833 ± 6 Ma) (Feio *et al.*, 2013). Intercalados com os granitoides do embasamento ocorrem lentes de sequências *greenstone belts* como, por exemplo, do Grupo Rio Novo, reconhecida por Hirata *et al.* (1984), e do Grupo Sequeirinho desmembrado, por Tavares (2014), do Grupo Sapucaia de Araújo e Maia (1991).

Os eventos de granitogênese responsáveis pela formação das rochas do embasamento são derivados da evolução de dois orógenos Mesoarqueanos que

ocorreram entre 3,0-2,93Ga e 2,86Ga-2,83Ga (Silva 2014). O último estaria relacionado à colisão entre o Domínio Rio Maria e o paleocontinente Carajás (Tavares *et al.*, 2018).

As estruturas Mesoarqueanas do embasamento foram reativadas permitindo a abertura da Bacia Carajás e a deposição das sequências meta-vulcanosedimentares do Supergrupo Itacaiúnas, entre 2,76-2,73Ga (Wirth *et al.*, 1986, Machado *et al.*, 1991, Trendall *et al.*, 1998). O ambiente geotectônico em que se instalou a Bacia Carajás ainda é controverso. Autores como Meireles & Dardene (1991) e Teixeira (1994) defendem a evolução em um contexto de arco magmático, enquanto que Gibbs *et al.* (1986), Tallarico *et al.* (2005), consideram um modelo de sistema rift continental. Tavares *et al.* (2018) e Martins *et al.* (2018), por outro lado, consideram a bacia como ao menos em parte relacionada a ambiente pós-colisional e desenvolvida a partir de extensão estimulada por *slab breakoff*.

O Supergrupo Itacaiúnas foi designado por DOCEGEO (1988) para agrupar o Grupo Grão Pará, e correlatos: Igarapé Pojuca, Igarapé Salobo, Igarapé Bahia, Buritirama. O Grupo Grão Pará é subdividido em três formações: a unidade inferior, denominada como Formação Parauapebas, compreende derrames basálticos intercalados com rochas vulcânicas félsicas. A unidade intermediária (Formação Carajás) é representada por formações ferríferas bandadas (Meireles *et al.*, 1984; Hirata *et al.*, 1982; Araújo & Maia, 1991). A unidade superior apresenta rochas metassedimentares clásticas intercaladas com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas (Tavares, 2014) designada por Macambira (1990) como Formação Igarapé Cigarra.

Concomitantes à deposição das sequências meta-vulcanosedimentares ocorrem intrusões de natureza bimodal. Corpos graníticos subalcalinos do tipo A apresentam grande distribuição em área e são subdivididos no Complexo Granítico Estrela (2763 ± 7 Ma- Barros *et al.*, 2009), no Granito Igarapé Gelado (2731 ± 26 Ma- Barbosa *et al.*, 2004), e nos granitoides da Suíte Planalto (2730 ± 5 Ma- Feio *et al.*, 2013). Também ocorrem corpos tardios e de menor expressividade cartográfica como o Granito Velho Salobo (2573 ± 2 Ma- Machado *et al.*, 1991). Já as unidades básicas são subdivididas em complexos máficos ultramáficos de pequena área como, por exemplo, o Complexo Luanga (2763 ± 6 Ma- Machado *et al.*, 1988) e Vermelho (De Carvalho & Silva, 1995).

Sobre as rochas do Supergrupo Itacaiúnas depositou-se a Formação Águas Claras, em ambiente marinho costeiro e fluvial (Nogueira, 1995; Araújo e Maia, 1991). O posicionamento estratigráfico dessa Formação é incerto, alguns autores consideram que a deposição ocorreu durante o Neoarqueano (Trendall *et al.*, 1998), enquanto outros a interpretam como Paleoproterozoica (Fabre *et al.*, 2011; Tavares *et al.*, 2018).

Tanto no Domínio Rio Maria quanto no Domínio Carajás são registradas coberturas sedimentares orosirianas da Unidade Caninana (Pereira *et al.*, 2009), além de intrusões graníticas derivadas de magmatismo anorogênico, com idades em torno de 1,88 Ga, relacionados ao extenso magmatismo Uatumã. (Teixeira *et al.*, 2002, Machado *et al.*, 1991).

Os eventos responsáveis pela expressiva deformação da Província Mineral de Carajás ainda são discutidos. Autores como Costa *et al.* (1995) e Pinheiro & Holdsworth (2000) defendem o desenvolvimento de zonas de cisalhamento arqueanas, com orientação E-W relacionados a um orógeno colisional oblíquo, que sofreu reativações transcorrentes tardias por até centenas de milhões de anos. Tavares *et al.* (2018), por sua vez, consideram que as rochas neoarqueanas do Domínio Carajás foram inicialmente deformadas e metamorizadas apenas no Ciclo Transamazônico. Essa estruturação seria derivada de uma colisão entre os Domínios Bacajá e Carajás durante o período de 2,10-2,06 Ga. Tavares *et al.* (2018) também assumem que outro evento tectônico (Evento Sereno), posterior ao Ciclo Transamazônico e anterior ao vulcanismo Uatumã, afetou a Província Carajás entre 2.0-1.93 Ga.

As unidades da Província Mineral de Carajás apresentam registro de pelo menos dois eventos metamórficos, sendo um restrito ao embasamento do Supergrupo Itacaiúnas. Os eventos mesoarquenos responsáveis pela estruturação do embasamento da Província foram acompanhados de metamorfismo regional de alto grau e migmatização (Machado *et al.*, 1991). Já as rochas do Supergrupo Itacaiúnas possuem uma tendência de apresentarem fácies metamórficas de menor grau (xisto verde inferior e transição com anfíbolito) ao sul, região da folha Rio Verde, e de mais alto grau a norte (Tavares *et al.*, 2018).

A folha Rio Verde - SB.22-ZA-III, área de estudo, abrange grande parte das unidades da Província Mineral de Carajás. O embasamento é formado pelas unidades: Bom Jesus, Cruzadão, Serra Dourada, Campina Verde e pelos grupos Sequeirinho e Rio

Novo. O Supergrupo Itacaiúnas é representado pelo Grupo Grão Pará e as formações Parauapébas (subdividas em máfica e félsica), Carajás e Igarapé Cigarra. Dentre as unidades intrusivas Neoarqueanas estão o Metagranito Estrela, a Suíte Planalto e o Complexo Luanga e por fim as coberturas orosirianas da unidade Caninana. Em menor expressividade na Folha Rio Verde ocorrem a Formação Águas Claras, o Complexo máfico-ultramáfico Vermelho e o Granito Cigano relacionado ao magmatismo de 1,88 Ga.- Figura 2

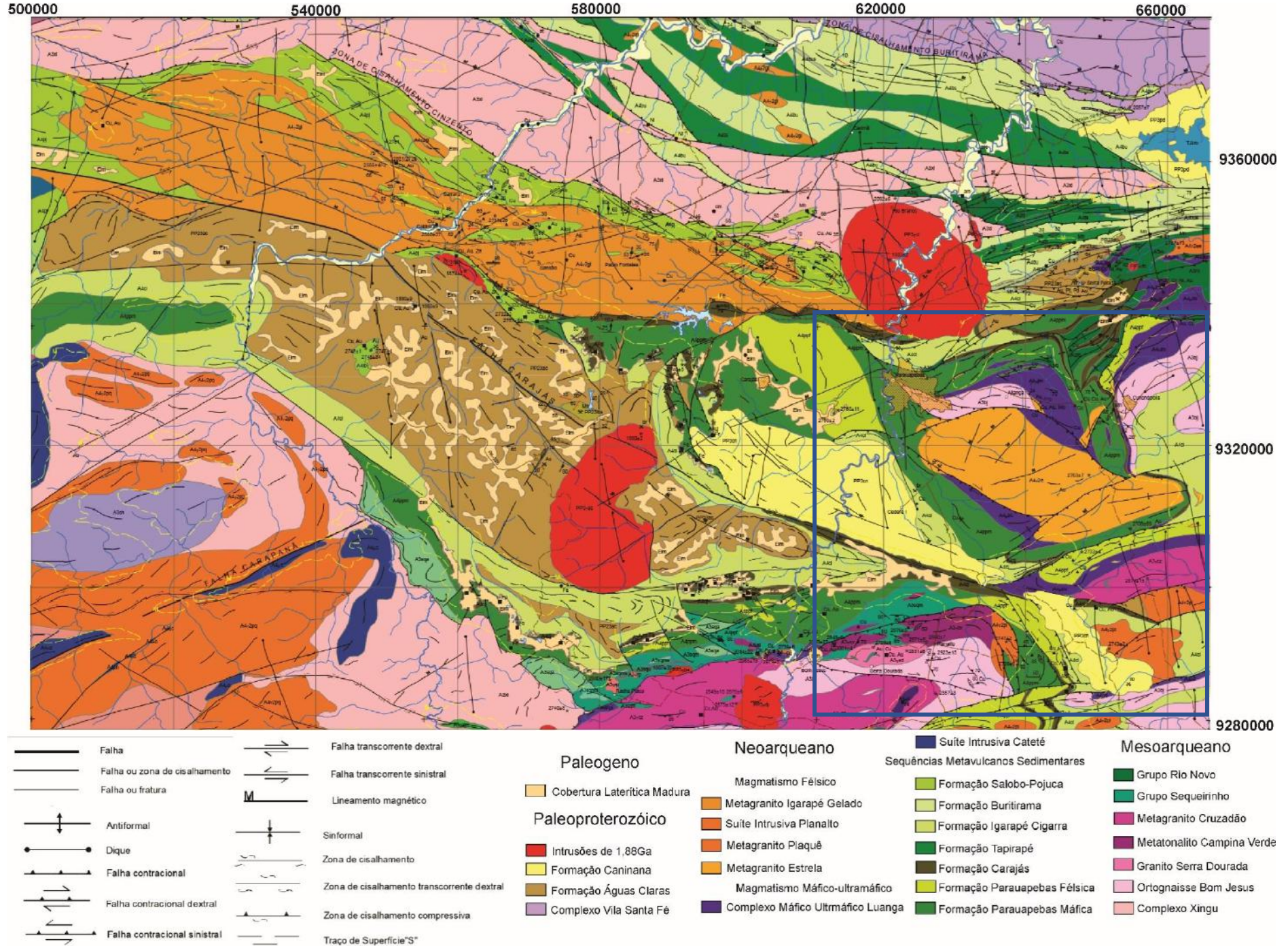


Figura 2-Mapa geológico do nordeste da PMC, com destaque para a área de estudo (modificado de Costa *et al.*, 2016)

2.1. Depósitos IOCG

O termo IOCG foi introduzido por Hitzman (1992) para agrupar uma série de depósitos com abundância de magnetita e/ou hematita hidrotermal, ricos em Cu, Au, e também em elementos como: U, P, F, Ba e ETR. A gênese desse tipo de depósito ainda é incerta, eles não apresentam restrição de idade, nem um ambiente tectônico específico e ocorrem hospedados em diferentes tipos de rocha. (Hitzman 2000, Williams *et al.* 2005).

Essa classe de depósitos é definida a partir de uma série de características: são formados por processos magmáticos-hidrotermais, possuem forte controle estrutural, alta quantidade de minerais de óxido de ferro (com baixa proporção de Ti) e escassez de sulfetos de Fe, apresentam relação temporal com eventos magmáticos e estão normalmente associados a alterações sódicas, potássicas e sericíticas (hidrolítica). (Hitzman 2000, Williams *et al.*, 2005).

As alterações hidrotermais e mineralizações presentes nos sistemas do tipo IOCG variam de acordo com a profundidade, rocha hospedeira e interação dos fluidos. Há uma tendência das alterações sódicas e os corpos mineralizados de magnetita ocorrerem em níveis mais profundos, as alterações potássicas em níveis intermediários e as alterações sericíticas e os corpos de hematita em níveis mais rasos (Hitzman 1992). (Figura 3)

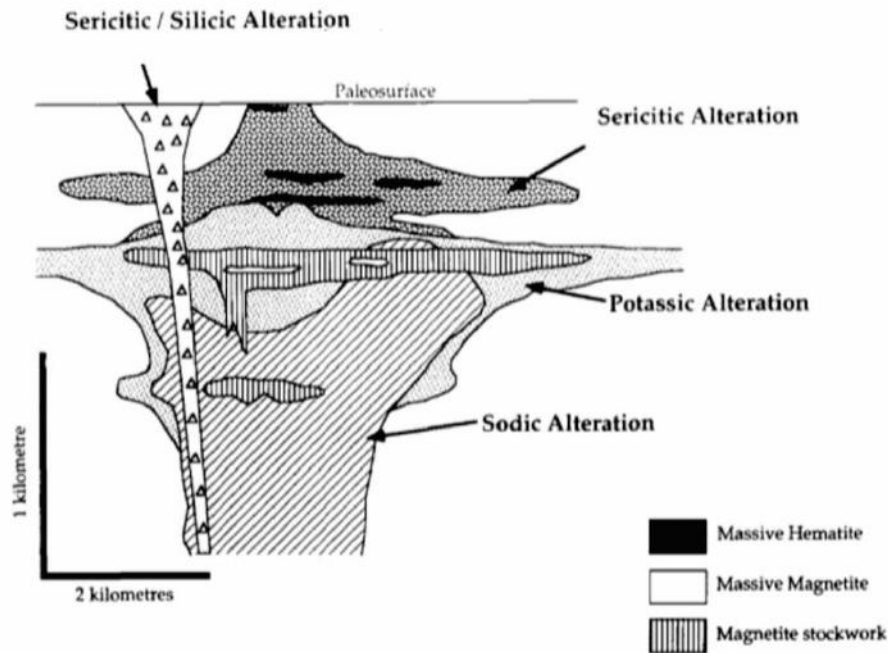


Figura 3- Ilustração demonstrando o zoneamento das alterações hidrotermais em depósitos IOCG. (Hitzman 1992).

Segundo Groves *et al* (2010) as classificações para as mineralizações do tipo IOCG são muito abrangentes e incluem depósitos que normalmente não apresentam reservas econômicas de Cu e Au e sim de elementos como F, P e ETRs, além de incluir também depósitos com características de mineralizações do tipo Skarn e Cu-Au pórfiro. Portanto introduziu o termo IOCG *sensu strcitu* para incluir apenas os depósitos que apresentassem Cu e Au como metais econômicos. Groves *et al* (2010) afirmam que esses depósitos IOCG *sensu strictu* devem estar associados à ascensão de magmas derivados de manto litosférico subcontinental metassomatizado, que foram previamente enriquecidos com voláteis, incompatíveis e elementos de minério (Figura 4).

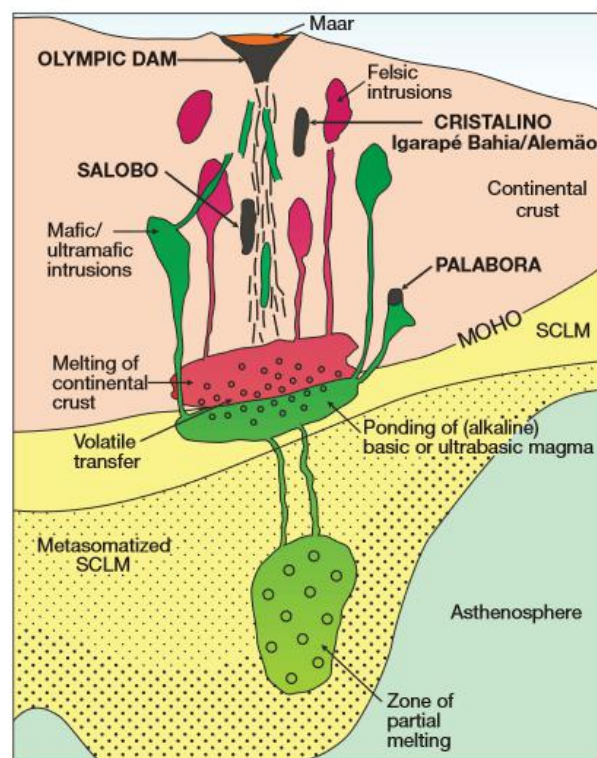


Figura 4- Modelo para a gênese dos depósitos IOCG (Groves *et al.*, 2010)

2.1.1 Depósitos IOCG na Província Mineral de Carajás.

A PMC abriga a maior concentração conhecida de depósitos do tipo IOCG com tonelagem classe mundial como, por exemplo: Salobo, Sossego, Igarapé Bahia, Cristalino e Alvo 118. (Xavier *et al.*, 2010). Além desses depósitos de maior expressividade ocorrem outros com menor tonelagem como: Bacaba, Bacuri, Castanha e Visconde (Moreto *et al.*, 2014) (Tabela 1). Essas mineralizações do tipo IOCG são derivadas de dois eventos metalogenéticos, do Arqueano, em torno de $\sim 2,70$ - $2,57$ Ga, e do Paleoproterozoico, ao redor de $\sim 1,88$ Ga (Grainger *et al.*, 2007, Tavares *et al.*, 2017). Alguns autores, entretanto, consideram a existência de dois eventos metalogenéticos para IOCG no Arqueano, entre 2,70 e 2,68 e entre 2,61- $2,57$ Ga (Moreto *et al.*, 2014, Melo *et al.*, 2016).

A gênese desses depósitos tem sido relacionada a sistemas hidrotermais cronocorrelatos às granitogêneses alcalinas que afetaram a Província Mineral de Carajás durante o Neoarqueano e Paleoproterozoico. Os depósitos de $\sim 2,72$ Ga possuem relação temporal com o plutonismo contemporâneo à abertura da Bacia Carajás, responsável pela colocação dos granitos Estrela, Planalto e Igarapé Gelado. Já os depósitos de

2,57Ga são associados a um magmatismo granítico menos expressivo (geração do Granito *Old Salobo*), enquanto que o evento paleoproterozoico é contemporâneo ao magmatismo anorogênico de 1,88Ga (Moreto *et al.*, 2014; Tallarico *et al.*, 2005; Huhn *et al.*, 1999; Melo *et al.*, 2016). Alguns autores (Monteiro *et al.*, 2008; Xavier *et al.*, 2010) destacam o papel fundamental da introdução de fluídos meteóricos nos sistemas mineralizantes. Estes seriam responsáveis pelo resfriamento e deposição dos metais transportados pelos fluídos quentes, salinos e metalíferos das fontes magmáticas.

Os depósitos IOCG da PMC compõem o Cinturão Cupro-Aurífero de Carajás, que pode ser dividido em dois corredores principais de orientação NW-SE: O Cinturão Norte do Cobre (CNC) e o Cinturão Sul do Cobre (CSC). Dados geocronológicos apontam que o CNC não abriga os depósitos gerados durante o evento de 2,72Ga, assim como os do CSC não apresentam registro do segundo evento Neoarqueano. (Tallarico *et al.*, 2005; Melo *et al.*, 2016; Moreto *et al.*, 2014). Já os depósitos paleoproterozoicos possuem registros em ambos os corredores. (Grainger *et al.*, 2007, Pimentel *et al.*, 2003; Moreto *et al.*, 2014; Tallarico, 2003).

É importante ressaltar que os depósitos do Neoarqueano e do Paleoproterozoico se estabeleceram em níveis crustais distintos. Características como a presença de alterações hidrotermais sódicas e cálcio-sódicas predominante, corpos de magnetita maciça e os valores altos de delta-O-18, indicam que os depósitos neoarquenos se desenvolveram em níveis crustais mais profundos do que os paleoproterozoicos, que apresentam majoritariamente alterações potássicas, cloríticas e hidrolíticas e valores baixos de delta-O-18 (Monteiro *et al.*, 2008; Toressi *et al.*, 2011; Carvalho, 2009).

Tabela 1- Informações dos principais depósitos de Cu-Au do Tipo IOCG na Província Carajás

Depósito	Idade	Reserva (Rs); Recurso (Rc)- Fonte: Monteiro (2016).	Principais Minerais das Alterações Hidrotermais
Igarapé- Bahia	2575+_12Ma- (Tallarico <i>et al</i> , 2005)	219Mt @ 1.4%Cu e 0,86g/t-(Rc).	K-Fe (Bt, Kfs, Gru, Ank), Chl . (Tallarico <i>et al</i> .,2005)
Salobo	2535+_8Ma- (Melo <i>et al</i> ., 2016)	1.136Bt @ 0,71%Cu e 0,4g/t Au-(Rs).	Ca-Na (Hsg, Act, Sp), Fe (Gru, Alm, Fay), K(Bt) - (Melo <i>et al</i> .,2016)
Gamelera	1734+_8Ma-(Pimentel <i>et al</i> ,2003)	100Mt @ 0,7% Cu.(Rc)	K (Bt), Qtz+Gru.- (Pimentel <i>et al</i> ., 2003)
Antas*	-	6,38Mt @2,38% Cu e 0,66 g/t Au-(Rc).	Ca-Na (Act), K(Bt) - Monteiro (2016)
Sossego: Corpo-Sequerinho Corpo-Sossego	2712+_4.7Ma 1879+_4Ma- (Moreto <i>et al</i> ., 2015)	355Mt @1,1%Cu e 0.28g/t Au-(Rs).	Na-Ca (Act), Na (Ab), K (Bt, Kfs), Chl , Ep . Na (Ab), K (Bt, Kfs), Chl , Hy (Ser, Qtz)
Alvo 118	1869+_7Ma- (Tallarico 2003)	170Mt @ 1,0%Cu e 0.3g/t Au (Rs).	K (Kfs, Bt), Chl , Qtz (Toressi <i>et al</i> 2012).
Cristalino*	2719+_36Ma- (Soares 2001)	482Mt @0,65%Cu e 0,06g/t Au (Rc)	K (Mc, Bt), Na (Sp, Ab); Chl , CO ₃ - (Huhn <i>et al</i> .,1999)
Bacaba*	2720+_15Ma- (Moreto <i>et al</i> .,2014)	-	Na-Ca (Hsg), Na (Ab, Sp), K (Kfs, Bt). (Moreto <i>et al</i> .,2014)
Bacuri*	2703+_6.2Ma (Moreto <i>et al</i> .,2014)	-	Na-Ca (Hsg), Na (Sp), K (Bt,Kfs), Chl . (Moreto <i>et al</i> ., 2014).
Castanha*	-	-	Na-Ca (Act, Hsg), Na (Ab, Sp), K (Kfs, Bt), Tour , CO ₃ , Ep . (Pestilho 2011).
Visconde *	2747+_140Ma- (Silva, 2012)	-	Na-Ca (Ab, Sp, Tour, Act), K (Bt, Mc). (Craveiro <i>et al</i> .,2012).

Tabela 1- *Ab* Albita, *Act* Actinolita, *Alm* Almandina, *Ank* Ankerita, *Bt* Biotita, *Chl* Clorita, *Ep* Epidoto, *Fa* Faialite, *Gru* Grunerita, *Hsg* Hastingsita *Kfs* K-feldspato, *Mc* Microclina, *Qtz* Quartzo, *Ser* Sericita, *Sp* Escapolita, *Tour* Turmalina.

*Depósitos localizados na folha Rio Verde- Área de Estudo.

3 Análise Petrográfica da Folha Rio Verde.

A alteração hidrotermal é resultado da circulação de fluidos hidrotermais que causam mudanças mineralógicas e físicas na rocha. Existem diferentes tipos de alteração hidrotermal, estas dependem da composição, temperatura e pressão do fluido hidrotermal e também da composição da rocha hospedeira. (Pirajno 2009).

As alterações hidrotermais são reconhecidas através de diversas feições. Entre elas estão: veios, brechas, preenchimento de fraturas e cavidades, substituição de minerais primários das rochas hospedeiras, o que gera a formação de zonas monominerálicas ou com poucos minerais e texturas típicas de minerais hidrotermais. (Robb, 2005).

O reconhecimento das alterações hidrotermais, em grande parte, só é possível após as análises das rochas hospedeiras, considerando a mineralogia primária e secundária (metamórfica) e suas respectivas texturas originais. A colocação temporal das alterações hidrotermais em relação a eventos tectono-termais é dada após a identificação dos minerais hidrotermais, analisando se apresentam feições típicas de deformação e/ou metamorfismo.

3.1 Síntese Petrográfica das Unidades analisadas da Folha Rio Verde

Para este trabalho foram analisadas todas as unidades da Folha Rio Verde com exceção do Granito Cigano e das Formações Caninana, Carajás e Águas Claras (Figura 5).

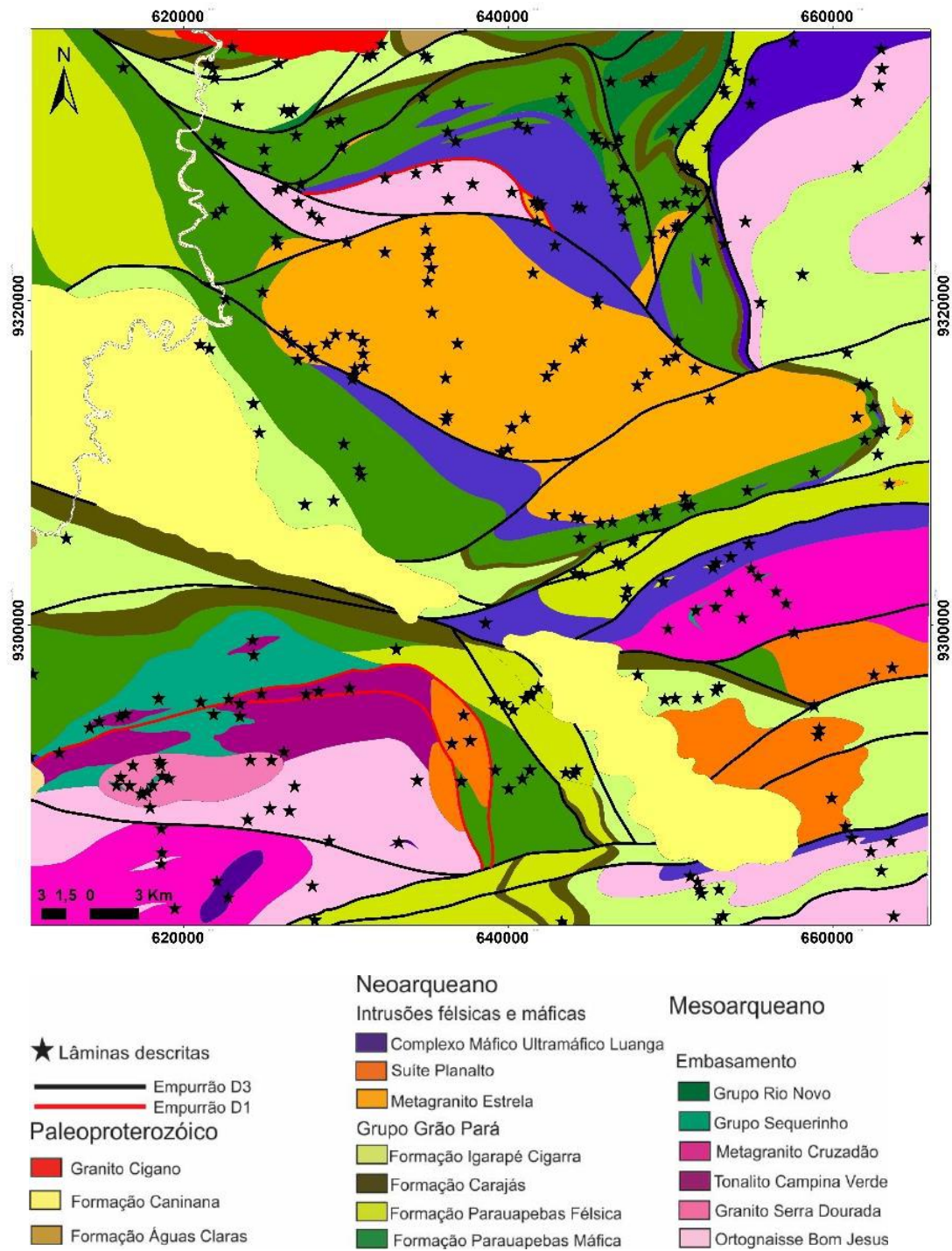


Figura 5- Mapa da Folha Rio Verde mostrando os pontos analisados. Modificado de Tavares (2014)

3.1.1 UNIDADES DO EMBASAMENTO- COMPLEXO XINGU.

3.1.1.1 Ortognaisse Bom Jesus:

Trata-se de rocha granoblástica a porfiroblástica hololeucocrática a leucocrática de granulação média a fina. Apresenta como mineralogia essencial: quartzo, microclina, plagioclásio e biotita, e como minerais acessórios: allanita, apatita, epidoto, titanita e zircão.

Feições de recrystalização como formação de subgrãos, novos grãos e contatos interlobados a polygonizados são comuns nos cristais de quartzo, microclina e plagioclásio (Figura 6-b). Por vezes estes minerais apresentam-se como porfiroclastos lenticulares médios em uma matriz fina também recrystalizada composta por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita (Figura 6-a). São rochas foliadas, sendo a foliação marcada principalmente por biotita, quartzo e microclina. Não foram identificados minerais índices para a definição da fácies metamórfica dessa unidade.

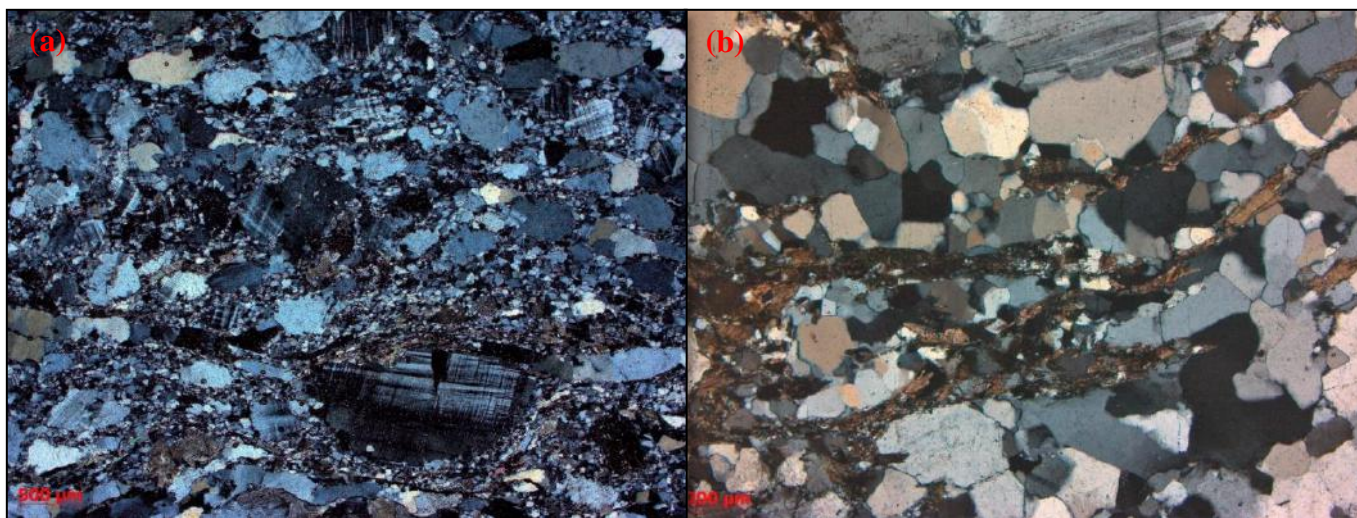


Figura 6 Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Ortognaisse Bom Jesus foliado apresentando porfiroclastos de quartzo e microclina. (b) Ortognaisse Bom Jesus foliado e com cristais apresentando contatos polygonizados.

3.1.1.2 Metatonalito Campina Verde:

Foi descrita como rocha granonematoblástica, mesocrática, equigranular, localmente porfirítica hipidiomórfica, de granulação média a grossa variando em algumas amostras para média a fina, por vezes apresentando matriz com granulação fina. Sua mineralogia essencial é: plagioclásio, actinolita/hornblenda-actinolítica e biotita. Como mineralogia acessória apresenta quartzo, titanita, apatita e epidoto.

A rocha tem feições ígneas preservadas como a presença de plagioclásio subédrico a euédrico com hábito tabular, que, por vezes, se apresenta como fenocristal (Figura 7-b). Feições de deformação são indicadas pela orientação do anfibólio, plagioclásio e biotita (Figura 7-a), que marcam a foliação da rocha e a presença de texturas de recristalização, como formação de subgrãos registrada pelos cristais de quartzo. O metamorfismo na unidade Campina Verde é fácies anfibolito baixo, localmente reequilibrado em fácies xisto verde baixo, indicado pela presença de actinolita e hornblenda actinolítica.

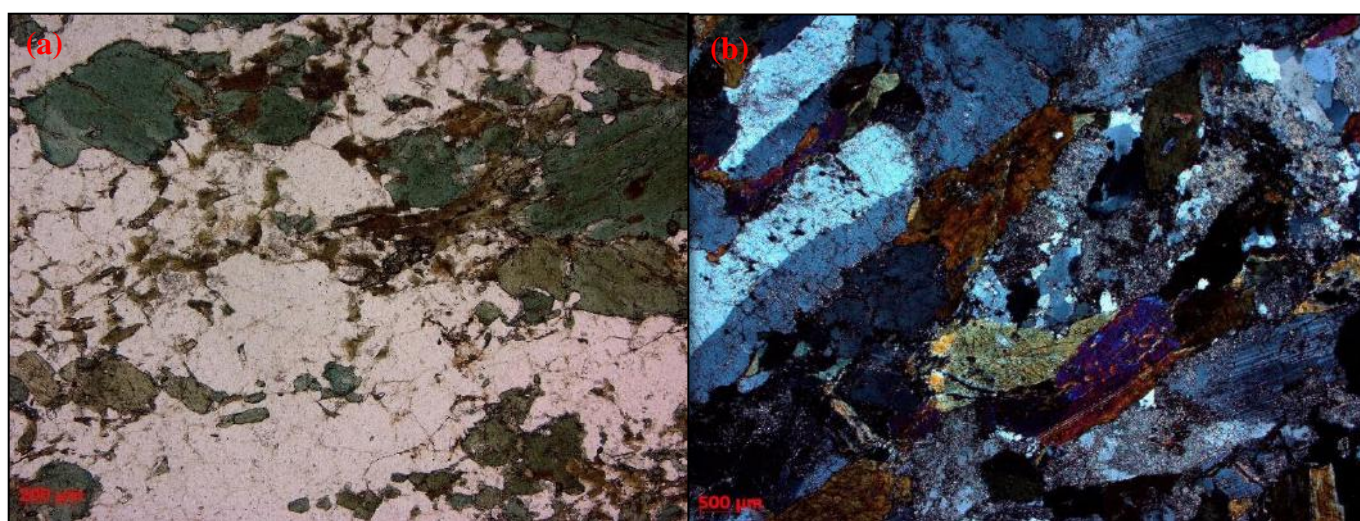


Figura 7- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Tonalito Campina Verde apresentando foliação marcada pela biotita e hornblenda-actinolítica. (b) Tonalito Campina Verde apresentando plagioclásio euédrico com hábito tabular preservado.

3.1.1.3 Metagranito Serra Dourada:

Trata-se de rocha hololeucocrática equigranular localmente porfírica, por vezes com intercrescimento gráfico, hipidiomórfica de granulação fina a média, podendo apresentar fenocristais de quartzo e microclina de granulação grossa. Apresenta como mineralogia principal: quartzo, microclina e plagioclásio e como mineralogia acessória: biotita, clorita, epidoto, zircão e titanita.

Feições de recristalização como formação de subgrãos, novos grãos e contatos poligonizados e lobados são registradas pelos cristais de quartzo, microclina e plagioclásio (Figura 8-a). Esses minerais, assim como a biotita e a clorita, encontram-se orientados formando uma foliação incipiente. Entretanto a rocha também apresenta textura ígnea preservada amplamente (Figura 8-b). O metamorfismo nessa unidade é de fácies de xisto verde baixo, indicado pela presença de clorita metamórfica (substituição da biotita) e epidoto (saussuritização do plagioclásio).

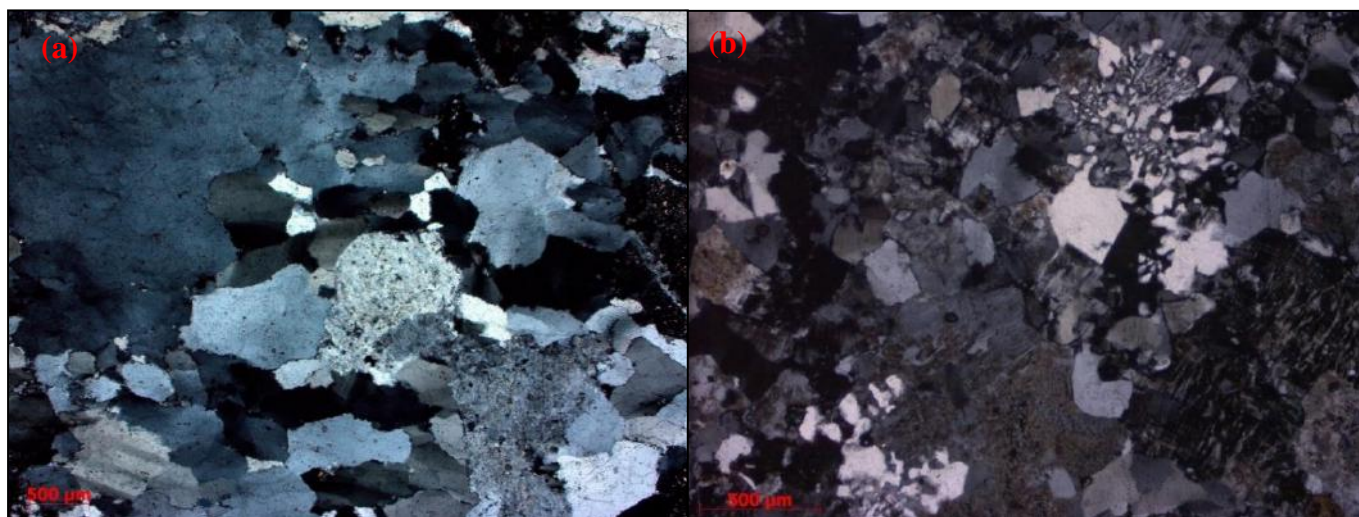


Figura 8- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Granito Serra Dourada com cristais orientados e recristalizados (formação de subgrãos, contatos poligonais e lobados). (b) Granito Serra Dourada com textura ígnea preservada (intercrescimento micrográfico).

3.1.1.4 Metagranito Cruzadão:

A unidade é composta por rocha hololeucocrática a leucocrática granoblástica porfirítica, com fenocristais de granulação média a grossa em uma matriz de granulação média a fina (Figura 9-a). Como mineralogia essencial ocorre: quartzo, plagioclásio, microclina, e biotita e como mineralogia acessória: zircão, titanita, muscovita, clorita e epidoto.

O quartzo e a microclina se apresentam como fenocristais e por vezes como porfiroclastos lenticulares em uma matriz composta por quartzo, microclina, plagioclásio e biotita (Figura 9-b). Estes minerais apresentam feição de recrystalização como formação de novos grãos, subgrãos e contatos lobados, e também por vezes marcam a foliação da rocha. O grau metamórfico na unidade é de anfibolito baixo, localmente reequilibrado para xisto verde baixo, indicado pela presença de clorita metamórfica (substituição da biotita) e epidoto (saussuritização do plagioclásio).

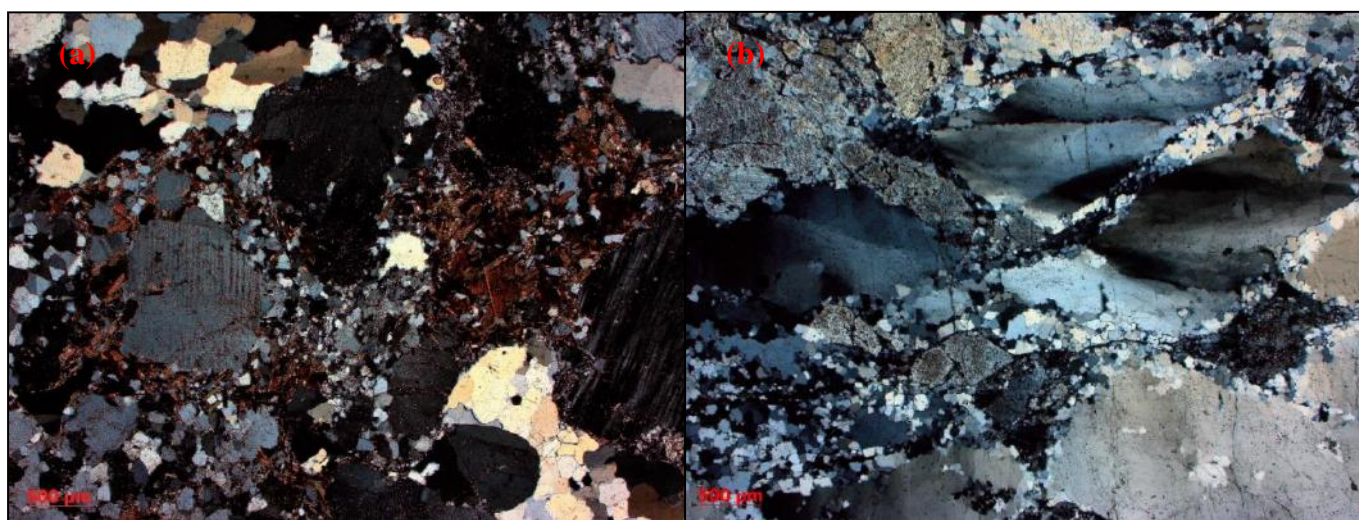


Figura 9- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Granito Cruzadão recrystalizado com fenocristais de microclina. (b) Granito Cruzadão com textura porfiroclástica com porfiroclastos de quartzo e microclina.

3.1.1.5 *Greenstone Belts* (Grupo Sequerinho e Rio Novo):

Os principais litotipos identificados são metaultramáficas, metadiabásios e rochas metassedimentares. As rochas metaultramáficas são representadas por xistos foliados com granulação variando de fina a média e mineralogia essencial de tremolita, antofilita, clorita e talco, em algumas amostras foi observada olivina reliquiar representada por cristais com formas granulares formados por agregados pseudomorfos de tremolita ou serpentina (Figura 10-b).

O metadiabásio é melanocrático, com textura nematoblástica e apresenta granulação fina. Sua mineralogia essencial é formada por plagioclásio e actinolita. O plagioclásio apresenta hábito tabular subédrico enquanto que os anfibólios são subédricos a anédricos (Figura 10-a).

Também foram observadas rochas metassedimentares de granulometria fina a média composta por muscovita, biotita, quartzo, silimanita e por vezes granada. A foliação é bem desenvolvida nesses litotipos dessas unidades, registrando diversas fases de deformação com até duas clivagens de crenulação, o quartzo apresenta textura de recristalização com formação de subgrãos e novos grãos, e a granada ocorre como porfiroblastos sin-tectônicos à foliação principal.

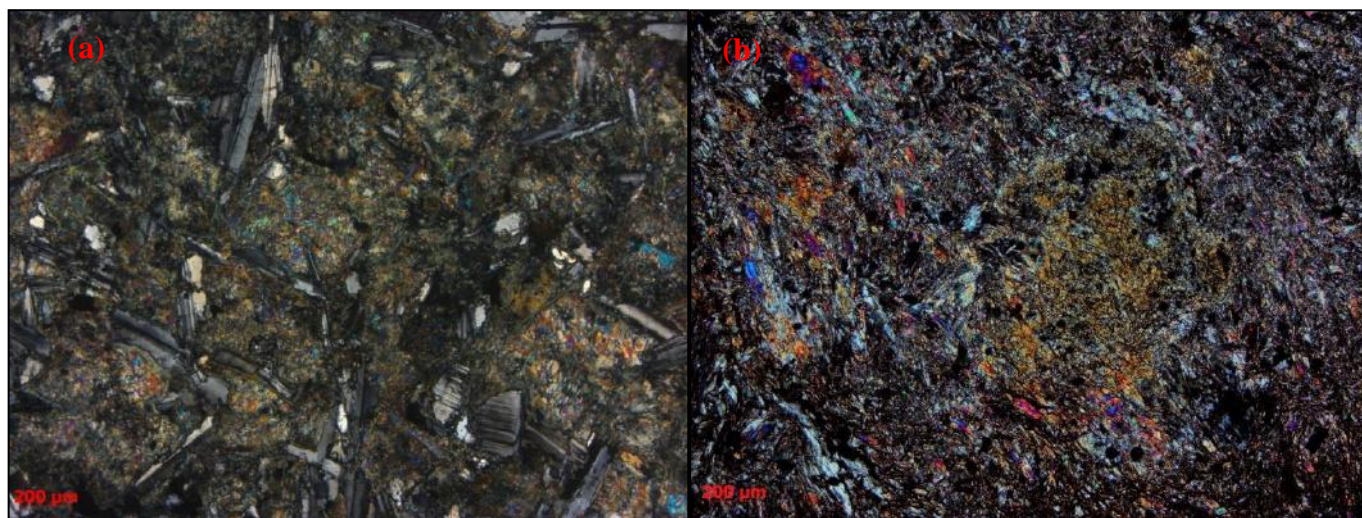


Figura 10- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Metadiabásio. (b) Tremolita xisto com cristais granulares de olivina reliquiar.

3.1.2 UNIDADES DO GRUPO GRÃO PARÁ

3.1.2.1 Formação Parauapebas (Máfica):

Trata-se de unidade formada por rochas metavulcânicas máficas, em grande maioria basaltos e diabásios.

São rochas mesocráticas, nematoblásticas a granonematoblásticas de granulação fina, por vezes contendo fenocristais reliquiais de granulação média (Figura 11-b). Possui como minerais essenciais: actinolita/ hornblenda-actinolítica (por vezes hornblenda) e plagioclásio, e como acessórios: epidoto, titanita, clorita e biotita.

São rochas foliadas, sendo a foliação dada pela orientação do plagioclásio, anfibólio e clorita. Também se observa nessa unidade textura ígnea vulcânica reliquiar, marcada pela presença de fenocristais de plagioclásio tabular euédrico (Figura 11-a), em uma matriz fina a muito fina de anfibólio e clorita, assim como a ocorrência de amígdalas preenchidas por quartzo e clorita. O grau metamórfico dessa unidade varia entre xisto verde e anfibolito, sendo registrado pela variação entre actinolita e hornblenda. Além disso, em graus metamórficos mais altos, os contatos entre os cristais apresentam formas poligonais.

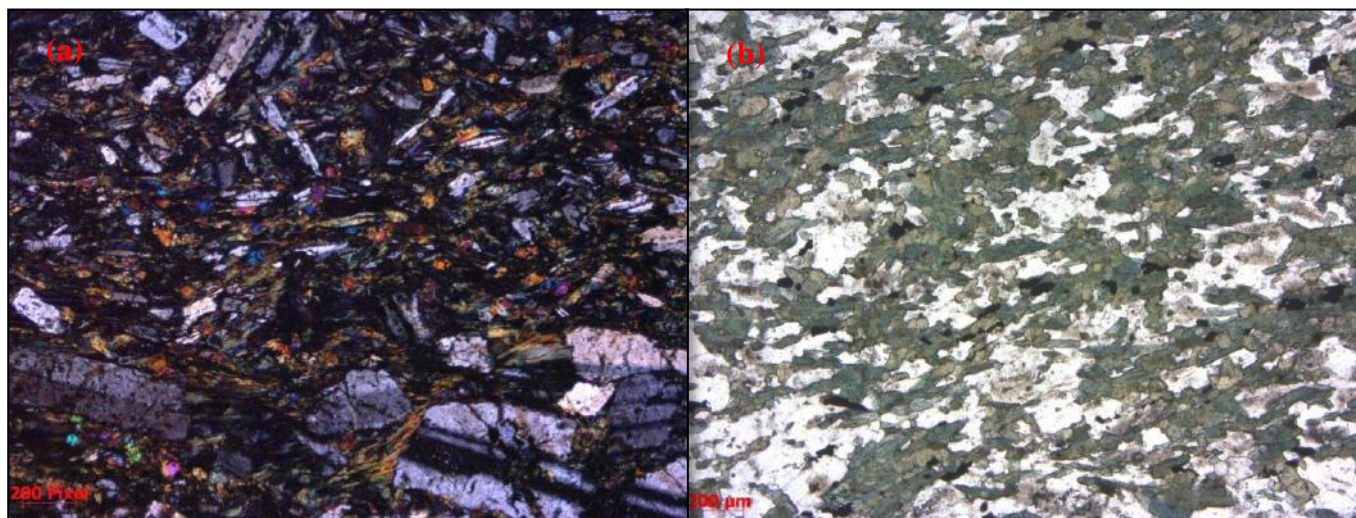


Figura 11- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Textura ígnea reliquiar representada pelos fenocristais tabulares de plagioclásio. (b) Metamáfica de granulação fina em fácies xisto verde.

3.1.2.2 Formação Parauapebas (Félsica):

Esta unidade é formada por rochas metavulcânicas félsicas, em grande maioria metarriolitos. São rochas granoblásticas a granolepidoblásticas, leucocráticas, com fenocristais reliquiares médios a grossos, principalmente de quartzo, e por vezes de K-feldspato e plagioclásio, em uma matriz de granulação muito fina a fina formada por quartzo, k-feldspato, biotita e muscovita.

O fenocristal de quartzo ocorre tanto com extinção ondulante como recrystalizado, apresentando novos grãos. Por vezes esses fenocristais registram feições reliquiares de embaçamento (Figura 12-b). Nas amostras granolepidoblásticas, a muscovita e o quartzo ocorrem orientados marcando a foliação (Figura 12-a). Já nas amostras com matriz muito fina a rocha apresenta uma trama mais anisotrópica.

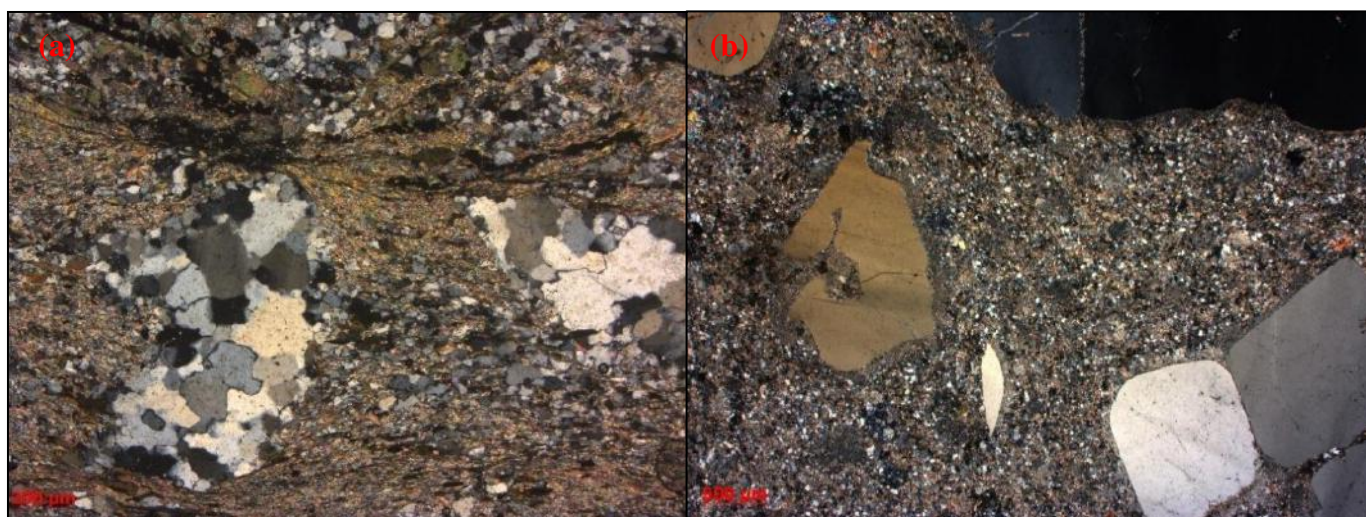


Figura 12- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Fenocristais policristalinos de quartzo em uma matriz foliada composta principalmente por muscovita. (b) Riólito com textura afanítica porfirítica e fenocristais de quartzo com embaçamento.

3.1.2.3 Formação Igarapé Cigarra:

A unidade é formada principalmente por rochas metassedimentares: metaconglomerados, metarenitos e metapelitos.

O metaconglomerado é clasto suportado com arcabouço formado por fragmentos milimétricos a centimétricos de metacherts e metagranitoides subvulcânicos em uma matriz fina formada principalmente por sericita, muscovita e biotita. Os clastos do arcabouço estão estirados, assim como as micas da matriz, formando uma foliação principal (Figura 13-a)

O metarenito é representado por quartzitos micáceos finos a médios, maciços a levemente foliados. A mica predominante é a muscovita, o quartzo apresenta feições de recrystalização como a formação de subgrãos (Figura 13-b) e como minerais acessórios ocorrem apatita e zircão. Já os metapelitos ocorrem principalmente na forma de quartzo biotita xisto, quartzo muscovita xisto e sericita filito. Tanto as micas como o quartzo estão recrystalizados e orientados formando a foliação da rocha, por vezes apresentam clivagem de crenulação.

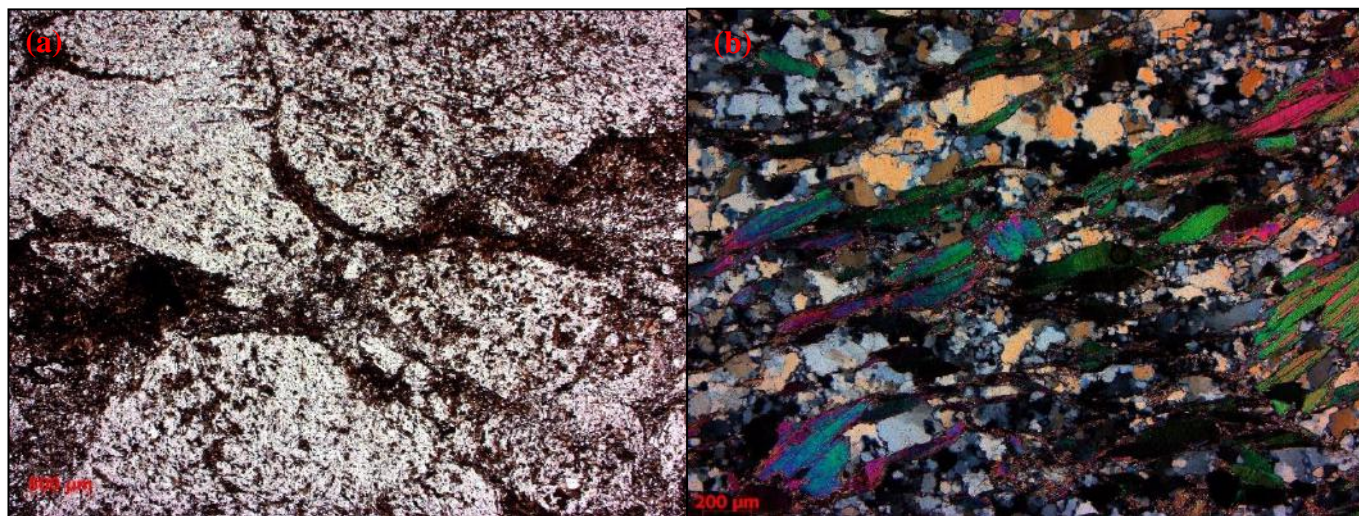


Figura 13 Fotomicrografia sob luz transmitida (a) Metaconglomerado com clastos de grânulos e seixos finos subarredondados. (b) Quartzizito micáceo.

3.1.3 INTRUSÕES NEOARQUEANAS

3.1.3.1 Metagranito Estrela:

As rochas da unidade são leucocráticas e apresentam textura predominantemente granoblástica, granulação fina a média, com mineralogia essencial composta por: quartzo, plagioclásio, microclina, biotita e hornblenda e como mineralogia acessória: titanita, zircão apatita, clorita, epidoto e allanita.

A foliação da rocha é marcada pela hornblenda e biotita, e por vezes pelos minerais félsicos, estes apresentam textura de recristalização como formação de subgrãos, novos grãos e contatos lobados a polygonizados. (Figura 14-a,b) O grau metamórfico dessa unidade é registrado pela recristalização e eventual substituição da hornblenda (considerada como ígnea) por biotita e clorita, o que indica um metamorfismo entre fácies xisto verde e anfibolito baixo.

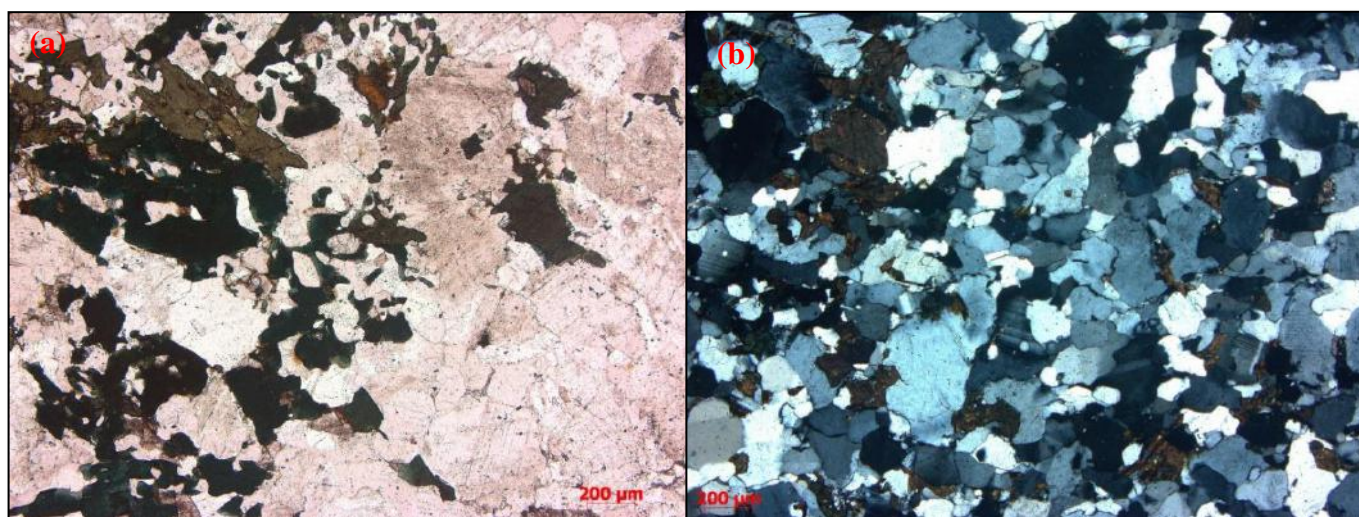


Figura 14- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Metagranito Estrela com foliação incipiente marcada pela hornblenda e a biotita. (b) Metagranito Estrela de granulação fina apresentando contatos lobados a polygonizados.

3.1.3.2 Suíte Planalto:

Trata-se de unidade formada principalmente por rochas metagraníticas. São rochas hololeucocráticas a leucocráticas granoblásticas (Figura 15-a), localmente com texturas ígneas semi-preservedas, com fenocristais reliquiais de granulação média a grossa em uma matriz média a fina. Apresenta como mineralogia primária essencial: quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda e biotita e como mineralogia acessória: titanita, epidoto, allanita.

O quartzo, plagioclásio e microclina ocorrem como fenocristais ou porfiroclastos lenticulares (Figura 15-b). Estes minerais apresentam feições de recristalização como subgrãos e novos grãos e por vezes marcam a foliação da rocha, assim como a biotita e hornblenda. Não foram identificados minerais indicies para a definição da fácies metamórfica dessa unidade.

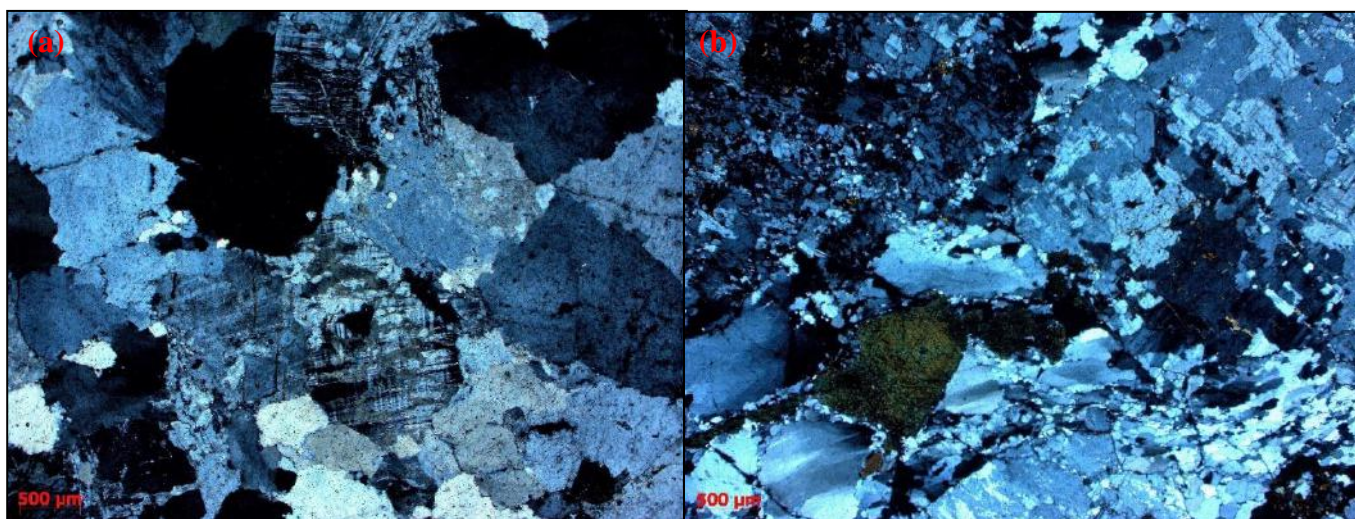


Figura 15- Fotomicrografia sob luz refletida: (a) Granito Cruzadão com textura equigranular e feições de recristalização. (b) Granito Cruzadão deformado apresentando foliação S₂.

3.1.3.2 Unidades Cronocorrelatas ao Complexo Máfico Ultramáfico Luanga:

Trata-se de rocha granonematoblástica a nematoblástica, ocasionalmente com texturas ígneas semi preservadas (subofítica, porfirítica), de granulação média a grossa. Apresenta como mineralogia essencial: plagioclásio e actinolita/hornblenda-actinolítica e como minerais acessórios: clorita, quartzo, epidoto, titanita e ilmenita.

O plagioclásio e o anfibólio ocorrem orientados, formando uma foliação (Figura 16-a), exceto quando a rocha apresenta textura subofítica preservada. O plagioclásio é anédrico e tem hábito granular, por vezes tabular. A actinolita (ou hornblenda-actinolítica) apresenta uma grande quantidade de inclusões de quartzo (Figura 16-b), e é produto do metamorfismo, indicando que essa unidade varia entre fácies xisto verde e anfibolito baixo.

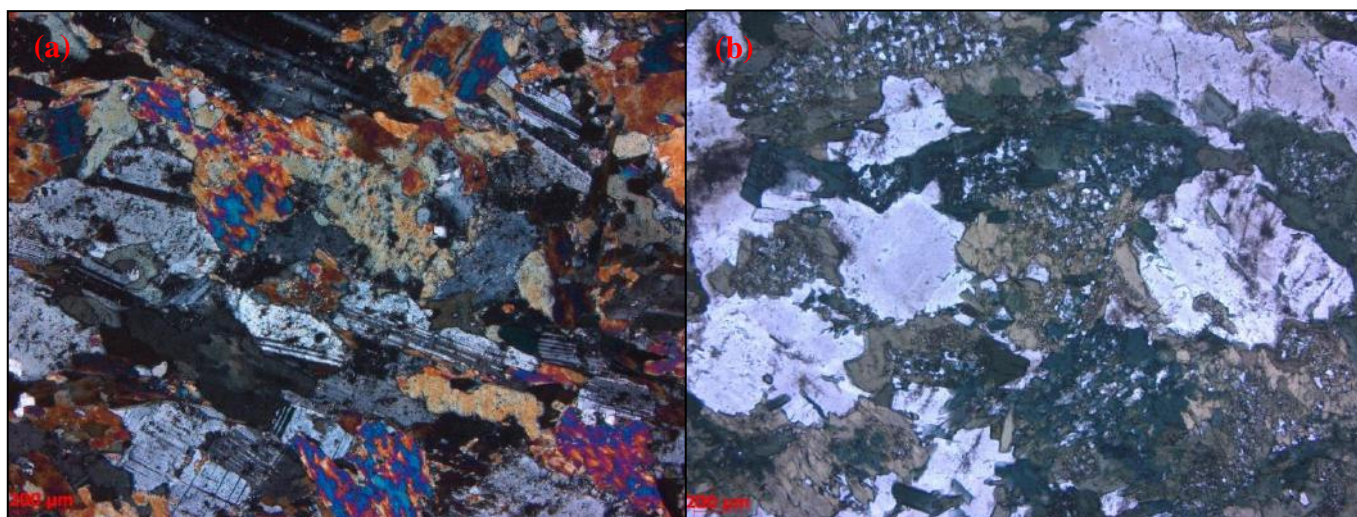


Figura 16- Fotomicrografia sob luz refletida: (a) Metamáfica foliada com plagioclásio tabular. (b) Metamáfica foliada com plagioclásio granular e actinolita com inclusões de quartzo.

3.2 Minerais hidrotermais reconhecidas

A análise petrográfica de 500 lâminas da área de estudos permitiu classificar as alterações hidrotermais em dois principais grupos: as pré-tectônicas em relação à deformação principal que afeta as unidades neoarqueanas (deformação transamazônica, segundo Tavares *et al.*, 2018), correlatas ao(s) episódio(s) de hidrotermalismo de 2.70Ga e 2.57Ga, e as pós-tectônicas, referentes ao episódio do Paleoproterozoico (1.88Ga) ambas com ampla distribuição ao longo de diferentes litotipos.

As assembleias pré-tectônicas, ou seja, anteriores à deformação e metamorfismo associados à inversão da Bacia Carajás, foram reconhecidas principalmente pela ocorrência de veios dobrados ou contidos na foliação principal, e por vezes atravessados por ela. Ocorrem também minerais com feições de recristalização que sobrecrecem a textura original da rocha. A identificação destas fases minerais pode ser dificultada, considerando que as mesmas foram submetidas a processos regionais de metamorfismo e deformação, que por vezes obliteram parcial a totalmente as feições pré-tectônicas. Os principais minerais reconhecidos dessa associação são: actinolita (alteração calco-sódica), albita (alteração sódica), k-feldspato (alteração potássica), e em menor quantidade, biotita, turmalina e allanita estas últimas associadas a outras fases pré-tectônicas.

Já as alterações pós-tectônicas são reconhecidas em veios discordantes da foliação principal, em brechas que afetam rochas previamente foliadas, assim como pelo crescimento de minerais de alteração que englobam a foliação principal, ou que substituem a borda de minerais previamente recristalizados e metamorfizados. Essas assembleias minerais são mais facilmente reconhecidas uma vez que os eventos tectônicos após 1,88Ga da região, como o Ciclo Brasileiro, tiveram um efeito praticamente nulo na Província Carajás (Tavares *et al.*, 2018). As principais alterações dessa fase mineral são calco-sódica (actinolita), sódica (albita e escapolita), potássica (biotita, k-feldspato), cloritização, epidotização e em menor quantidade carbonatação. Em algumas associações pós-tectônicas, também ocorre titanita.

Os minerais de minério de Cu reconhecidos foram: Calcopirita, Bornita, Covelita, e Calcocita. Enquanto que os minerais associados a Fe reconhecidos foram: Pirita, Magnetita e Hematita.

3.2.1 ACTINOLITA (ALTERAÇÃO CALCO-SÓDICA)

3.2.1.1 Pré-tectônica:

A actinolita pré tectônica ocorre na forma de cristais prismáticos subedricos a euédricos com feições poligonizadas devido a recristalização. Apresenta cor verde e pleocroísmo variando de verde escuro a verde claro, por vezes ocorre na cor marrom, sendo considerada como hornblenda (devido ao metamorfismo de mais alto grau). Sua granulação varia de fina a média, e está associada a allanita, albita, escapolita, biotita, turmalina e magnetita.

Essa alteração é representada por venulações milimétricas dobradas, contidas na foliação principal ou atravessadas por esta (Figura 17- b,c,d). Também é possível notar um enriquecimento de anfibólios disseminados na rocha paralelamente à foliação, registrado por concentrações de actinolita, sugerindo disseminação deste mineral além das venulações. Em alguns casos esse hidrotermalismo calco-sódico gera rochas formadas apenas por actinolita (actinolititos) (Figura 17-a). Altera principalmente as unidades máficas: Parauapebas Máfico, Complexo Máfico Ultramáfico Luanga e Grupo Sequerinho.

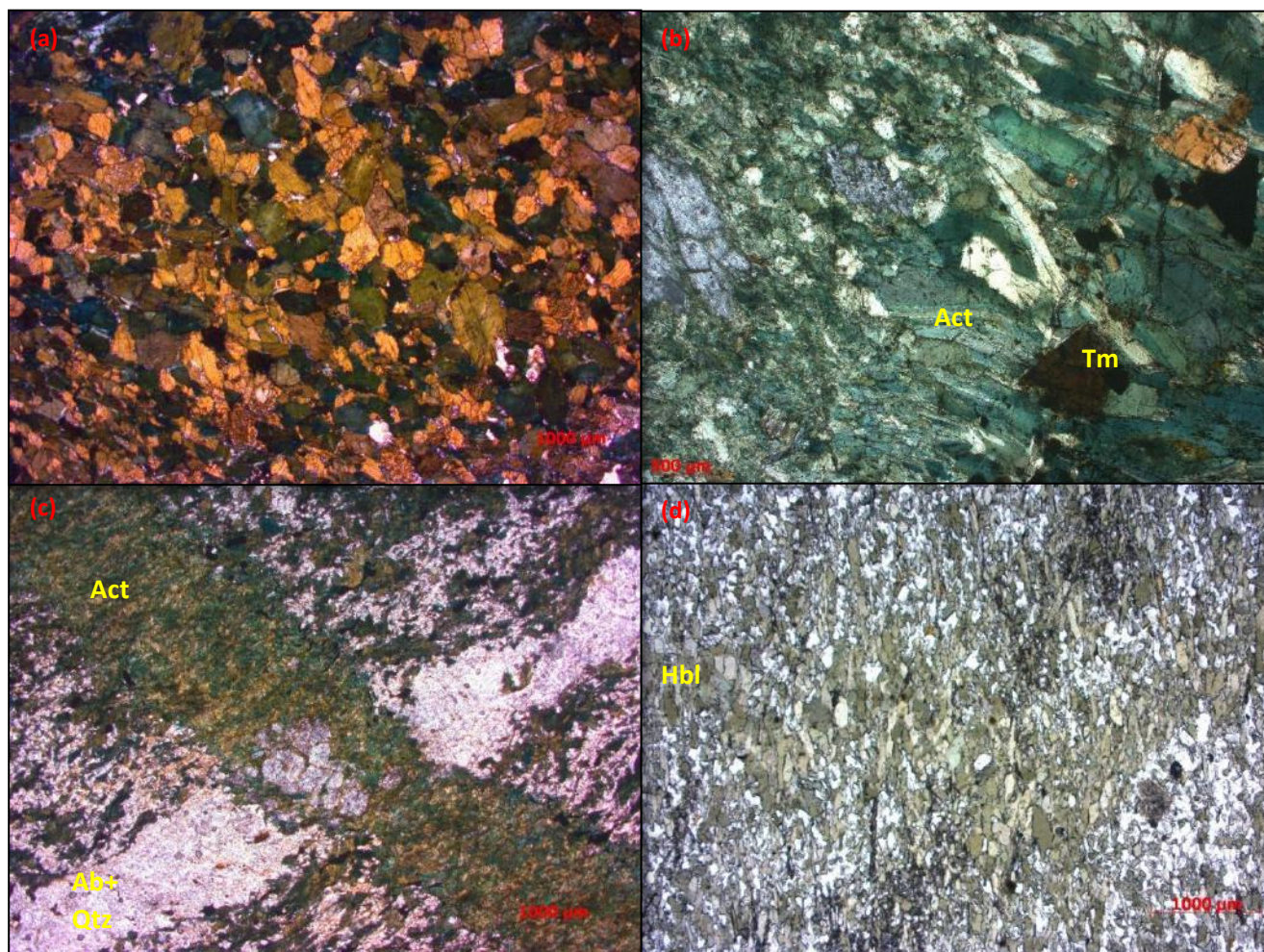


Figura 17- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Actinolito. (b) Rocha com enriquecimento de actinolita e veio pré tectônico com turmalinas associadas. (c) Veio de actinolita atravessado pela foliação da rocha, associado a veio de quartzo + albita. (d) Veio de hornblenda com inclusões de allanita crenulado atravessado pela foliação da rocha.

Ab- albita, *Act*- Actinolita, *Hbl*- Hornblenda, *Qtz*- Quartzo, *Tm*- Turmalina

3.2.1.1 Pós-tectônica:

A actinolita pós tectônica ocorre na forma de cristais prismáticos e aciculares anédricos a subédricos, apresenta cor verde escura, por vezes azulada, com pleocroísmo variando de verde escuro a verde marrom. Sua granulação varia de fina a média e está associada à biotita, albita, epidoto, escapolita, carbonato, clorita, calcopirita e magnetita. A actinolita pós-tectônica ocorre de forma disseminada na rocha crescendo sobre os minerais primários previamente deformados e/ou metamorfizados (Figura 18-b), preenchendo a matriz de brechas com arcabouço composto por clastos foliados (Figura 18-c), em veios milimétricos sintaxiais (Figura 18-a) e também em zonas monominerálicas (Figura 18-d). Altera tanto unidades máficas como félsicas: Complexo Máfico Ultramáfico Luanga, Suíte Planalto, Parauapébas Máfico e Félsico, e Formação Igarapé Cigarra.

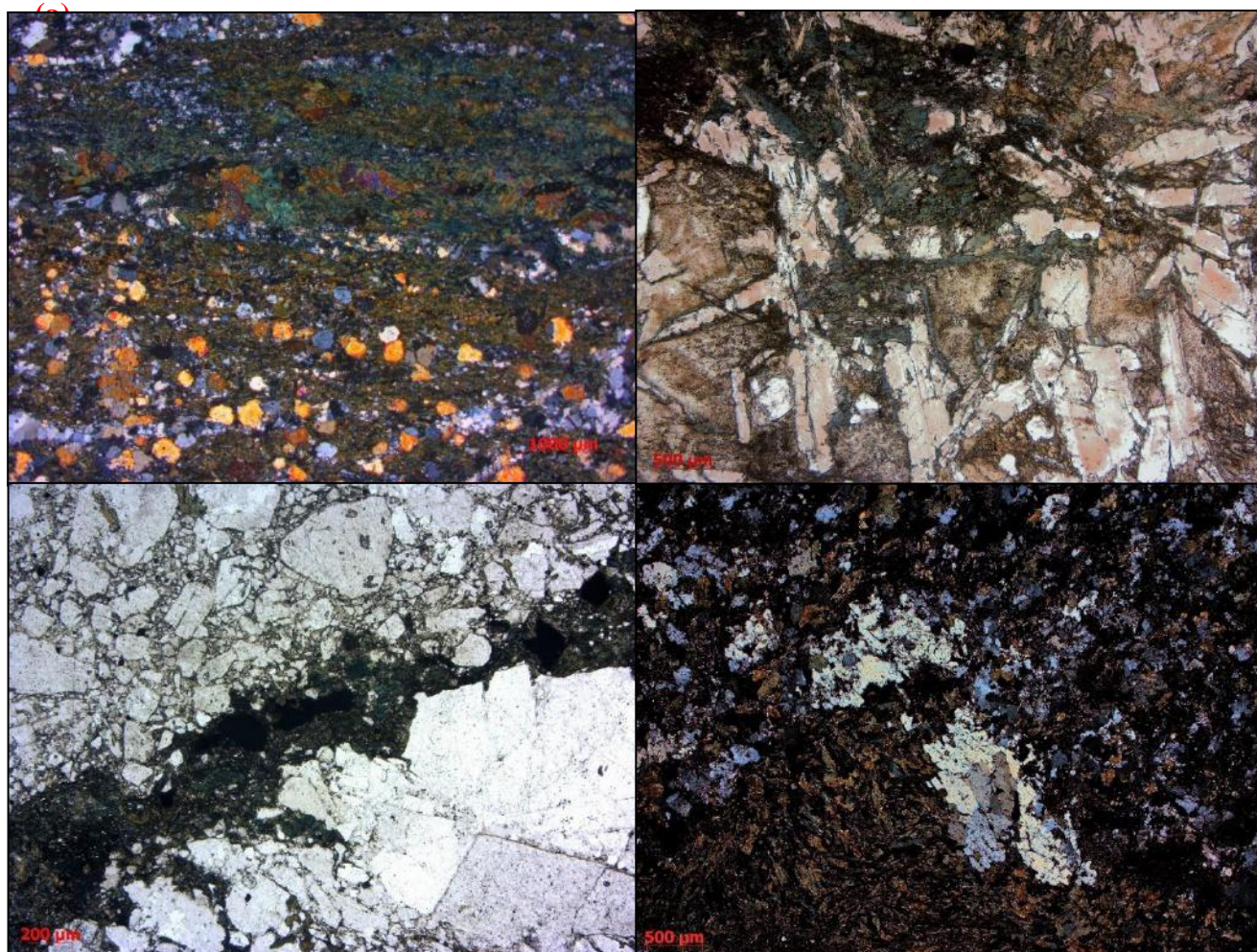


Figura 18- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Veio pós tectônico de actinolita em rocha hidrotermalizada (biotita, clorita, escapolita, albita). (b) Anfibólio pós tectônico alterando as bordas dos cristais de plagioclásio e do anfibólio metamórfico. (c) Brecha pós tectônica com concentração de actinolita hidrotermal associada a biotita e magnetita. (d) Associação de actinolita e escapolita hidrotermal.

Act- Actinolita, Bt- Biotita, Mt- Magnetita, Sp- Escapolita

3.2.2 K-FELDSPATO (ALTERAÇÃO POTÁSSICA)

3.2.2.1 Pré-tectônico:

O k-feldspato foi identificado como microclina, devido à presença da germinação tartan. Ocorre como cristais subédricos a euédricos, possuindo feições de recristalização como contatos poligonais. Sua granulação varia de fina a grossa, e está associado principalmente ao quartzo, e por vezes a epidoto, titanita e anfibólio.

A microclina hidrotermal ocorre de forma restrita na rocha, crescendo nos interstícios de minerais ígneos e em zonas centimétricas monominerálicas (Figura 19-a). Em ambas as ocorrências os cristais de microclina apresentam feições de recristalização. Também são estruturalmente controladas estando presentes em veios milimétricos atravessados pela foliação principal e organizadas em faixas paralelas a foliação (Figura 19-b).

O k-feldspato hidrotermal foi reconhecido principalmente em rochas félsicas como o Ortognaisse Bom Jesus, e por vezes em anfibolitos da unidade Parauapébas Máfico.

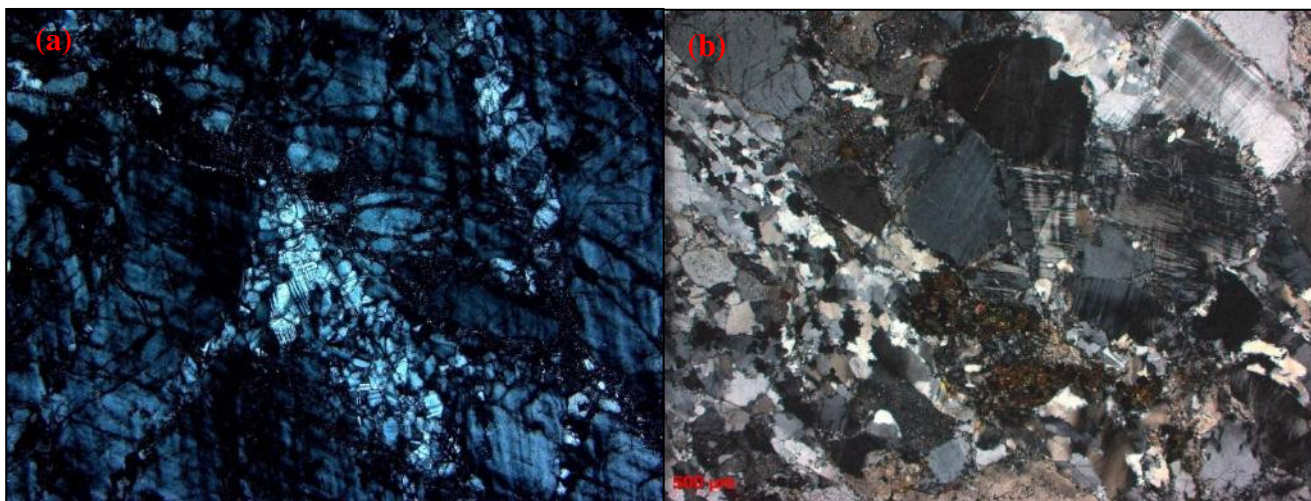


Figura 19-Fotomicrografia sob luz transmitida. (a) Zona monomineralica de microclina recristalizada. (b) Zona monominerálica formada por microclina média paralela a foliação da rocha.

3.2.2.2 Pós-tectônica

A microclina hidrotermal pós tectônica possui as mesmas características que a pré tectônica, e também ocorre em zonas monominerálicas (Figura 20-b), porém não apresenta cristais com feições de recristalização ou estão orientadas segundo a foliação. Além dessas zonas, a microclina pós tectônica engloba cristais ígneos da rocha hospedeira (Figura 20-a).



Figura 20- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) microclina hidrotermal englobando cristais de apatita. (b) Zona monominerálica formada por microclina hidrotermal pós tectônica.

Ap- Apatita, Mc- Microclina

3.2.3 BIOTITA (ALTERAÇÃO POTÁSSICA)

3.2.3.1 Pré tectônica:

A biotita hidrotermal pré tectônica apresenta cor marrom, granulação fina e hábito lamelar. Sua textura primária é difícil de ser reconhecida devido a substituição total ou parcial por clorita. Ocorre como cristais orientados preenchendo fraturas paralelas a foliação da rocha (Figura 21). Essa fase mineral foi reconhecida em poucas lâminas e apenas na unidade do Metagranito Estrela, porém é possível que essa alteração seja mais abrangente e teve seu reconhecimento dificultado devido a recristalização, metamorfismo e a transposição das texturas originais durante o evento Transamazônico.

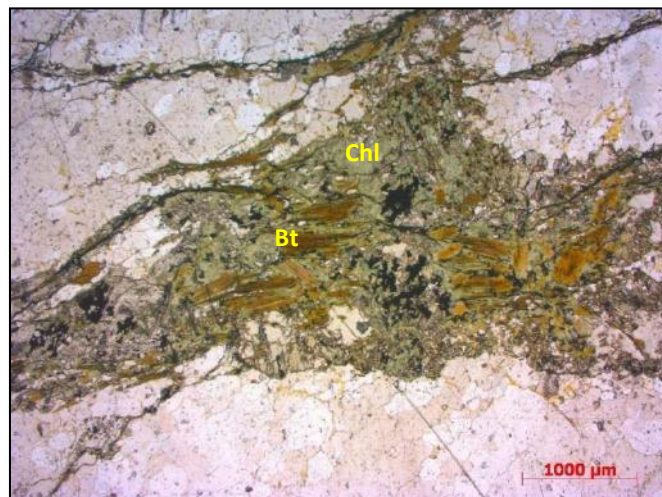


Figura 21- Fratura preenchida por biotita hidrotermal orientada, a biotita está parcial ou totalmente substituída pela clorita.

Bt-Biotita, *Chl*- Clorita

DL

3.2.3.2 Pós tectônica:

A biotita hidrotermal pós tectônica apresenta-se como cristais euédricos a subédricos com hábito lamelar, de cor marrom a marrom esverdeada com pleocroísmo variando entre essas mesmas cores, e sua granulação varia de muito fina a média. Está associada a escapolita (Figura 22-b), epidoto, clorita, actinolita, titanita e magnetita.

Essa alteração potássica ocorre disseminada, de forma bastante intensa na rocha, substituindo parcialmente ou totalmente os minerais pré existentes (Figura 22-a), ou preenchendo fraturas e veios oblíquos à foliação principal, que por vezes formam rede de fraturas criando um padrão *stockwork* na rocha (Figura 22-c). Eventualmente a biotita hidrotermal se sobrepõe às actinolitas da alteração calco-sódica, e por vezes é sobreposta pela cloritização.

Essa alteração ocorre em diversas unidades, dentre elas os granitoides do Complexo Xingu: Campina Verde, Cruzadão, Serra Dourada, os Metagranitos Estrela e Planalto e as rochas máficas e félsicas da Formação Parauapebas.

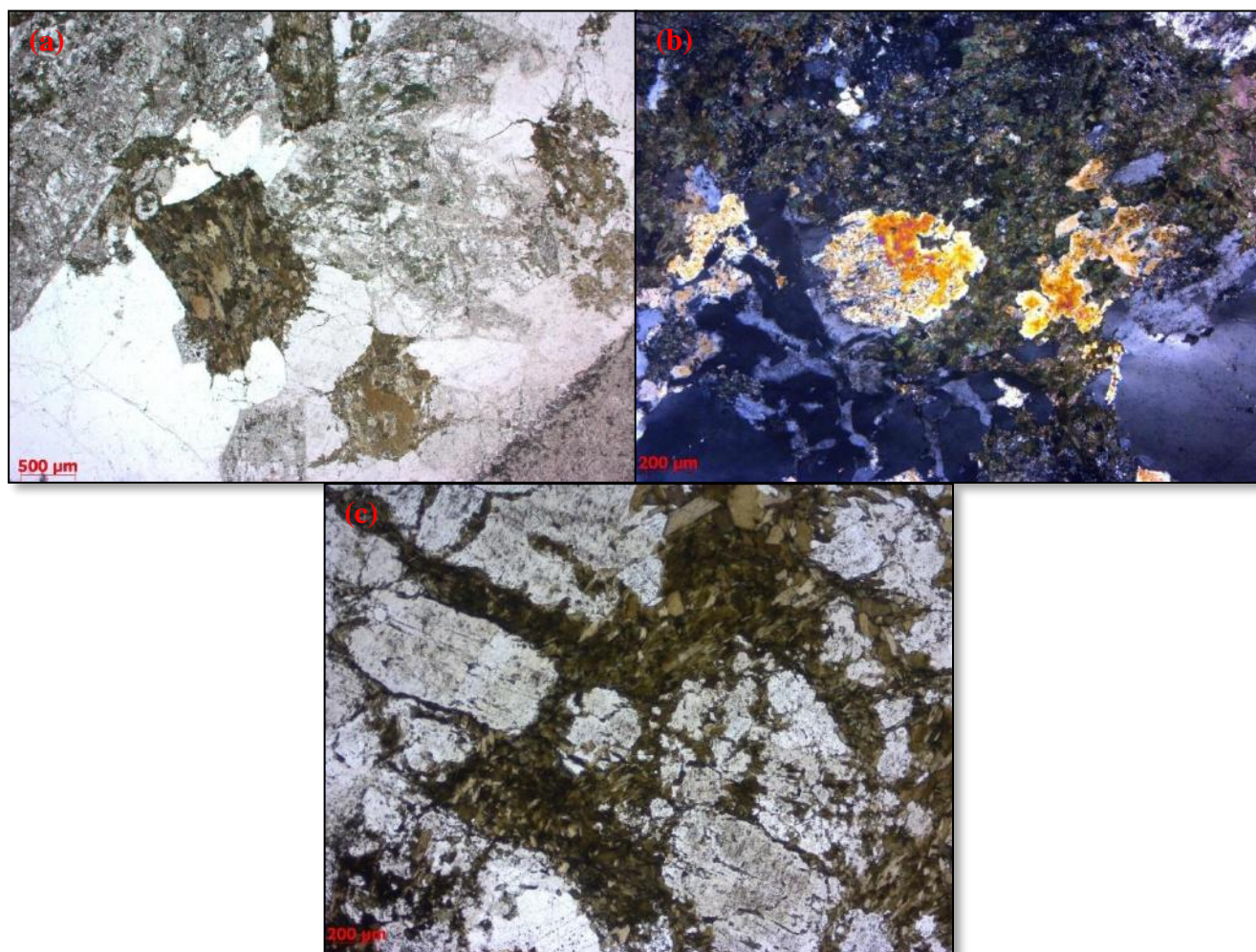


Figura 22- Fotomicrografia sob Luz transmitida: (a) Biotita hidrotermal substituindo totalmente cristais ígneos. (b) Associação hidrotermal de escapolita e biotita crescendo sobre rocha com textura gráfica. (c) Biotita hidrotermal pervasiva na rocha

Bt- Biotita, *Sp*- Escapolita

3.2.4 ESCAPOLITA (ALTERAÇÃO SÓDICA).

A escapolita hidrotermal é incolor, por vezes apresenta pleocroísmo para amarelo claro, com cor de interferência variando de cinza de 1º ordem a amarela e rosa de 2º ordem. Sua granulação varia desde fina a grossa, apresenta hábito granular e prismático, e textura subédrica a anédrica. Está associada principalmente a biotita, magnetita, calcopirita, actinolita e carbonato.

Essa alteração ocorre em veios centimétricos a milimétricos de escapolita com hábito prismático e extinção brusca (Figura 23-b), que cortam tanto os granitoides do Complexo Xingu, quanto as rochas máficas do Grupo Grão Pará. No caso das rochas félsicas a escapolita ocorre associada principalmente com biotita e calcopirita e subordinadamente com epidoto e pirita, já nas rochas máficas os veios apresentam uma associação de escapolita, carbonato, pirita e calcopirita (Figura 23-d).

A escapolitização também ocorre de forma disseminada e com diferentes graus de intensidade na rocha. Neste caso a escapolita apresenta hábito granular anédrico, nas rochas félsicas ocorre associada a biotita e magnetita substituindo feldspatos alcalinos, enquanto que nos anfibolitos do Grupo Grão Pará estão disseminadas englobando a foliação da rocha.

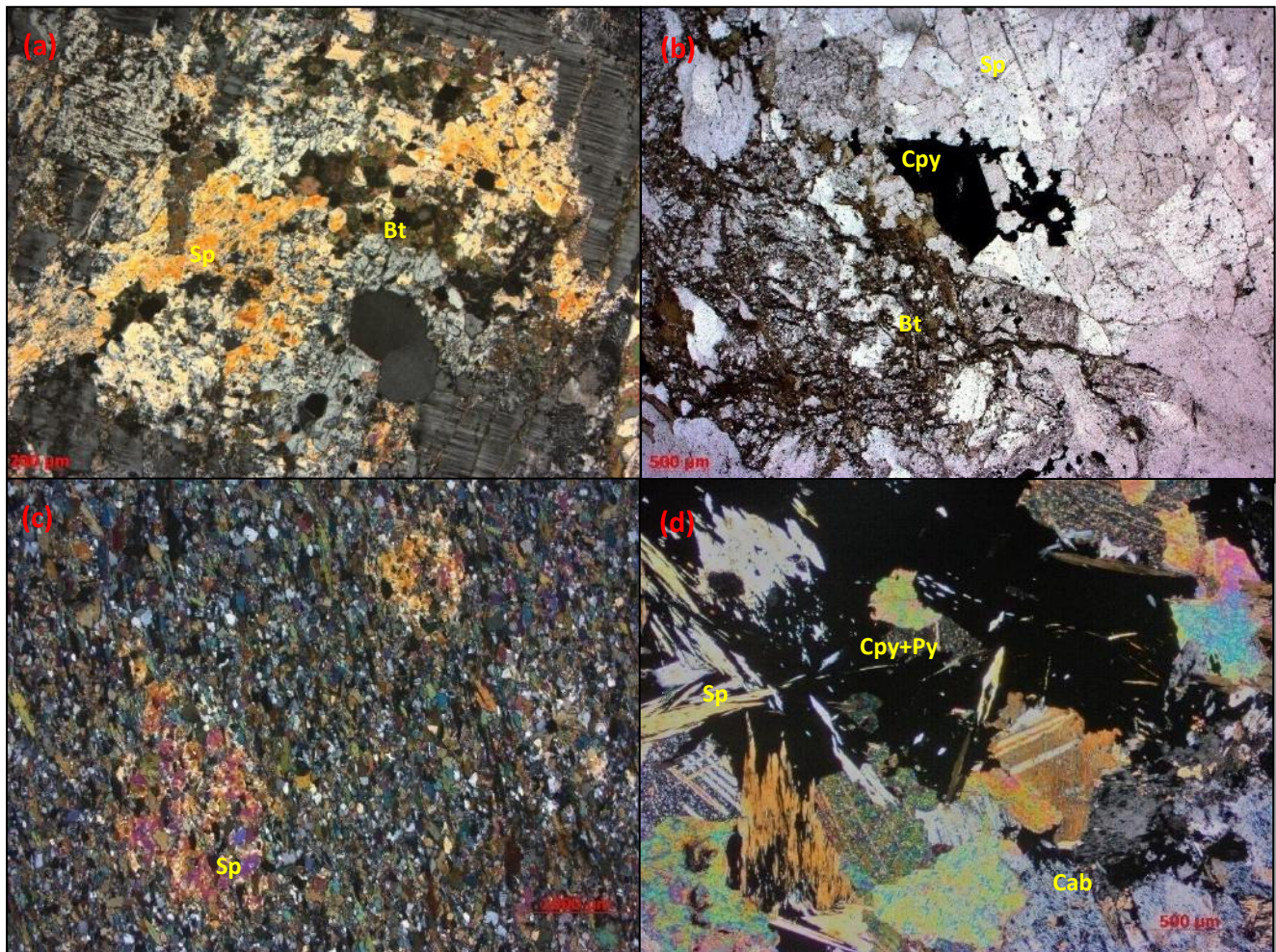


Figura 23- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Associação de escapolita, biotita e magnetita alterando feldspato alcalino. (b) Veio de escapolita associado com calcopirita. (c) Escapolita granular englobando a foliação. (d) Veio composto por carbonato, escapolita e opacos (calcopirita e pirita).

Bt- Biotita, *Cab*- Carbonato, *Sp*- Escapolita, *Cpy*- Calcopirita, *Py*- pirita

3.2.5 ALBITA (ALTERAÇÃO SÓDICA)

3.2.5.1 Pré-tectônica:

A albitização pré tectônica ocorre disseminada na rocha e também estruturalmente controlada em veios associadas a quartzo. Foi identificada tanto nas rochas félsicas do Complexo Xingu como nos anfibolitos da Formação Parauapebas Máfica. Essa alteração forma cristais finos a médios de albita, com textura tabuleiro de xadrez (típica hidrotermal) (Figura 24- a, b), orientados e com bordas recrystalizadas. Os veios são paralelos à foliação onde por vezes nota-se intercrescimento com anfibólios – (Figura 17-c).

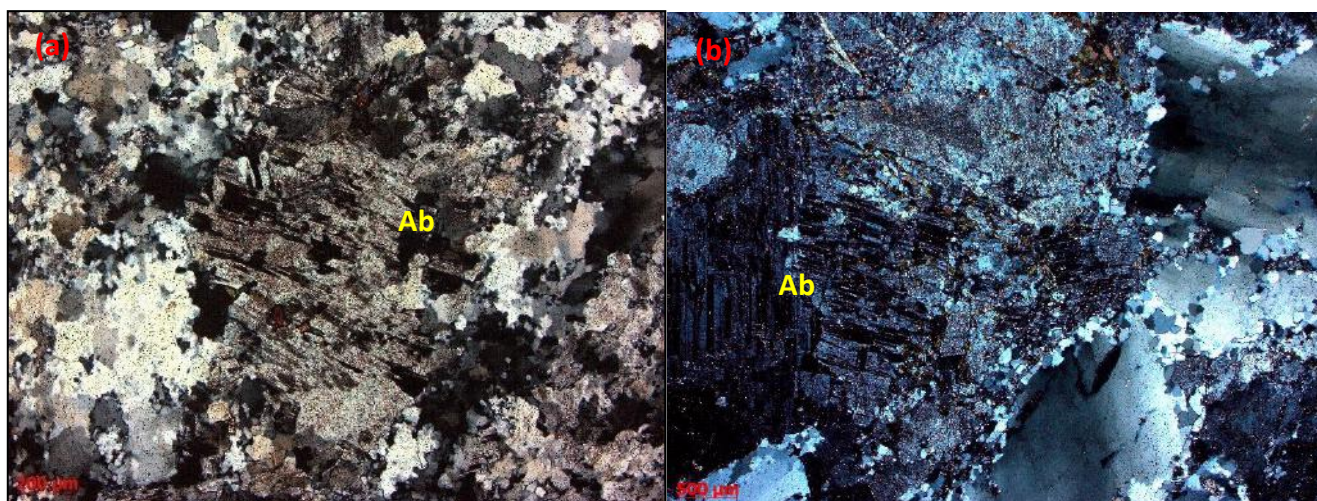


Figura 24- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a);(b) Albita com textura tabuleiro de xadrez e bordas recrystalizadas.

Ab- Albita

3.2.5.2 Pós-tectônicas:

A albita pós tectônica apresenta cristais finos a médios com hábito tabular euédrico a subédrico e aspecto límpido, ocorre principalmente em veios de espessura fina oblíquos à foliação principal, associada a clorita, epidoto, sericita, titanita, calcopirita, bornita, magnetita e covelita (Figura 25-a,b,c). Essa alteração também é disseminada na rocha associada a calcopirita, epidoto e sericita (Figura 25-d). Altera as rochas félsicas e máficas do Grupo Grão Pará, o Complexo Luanga, o Metagrânito Estrela e os granitos Serra Dourada e Cruzadão

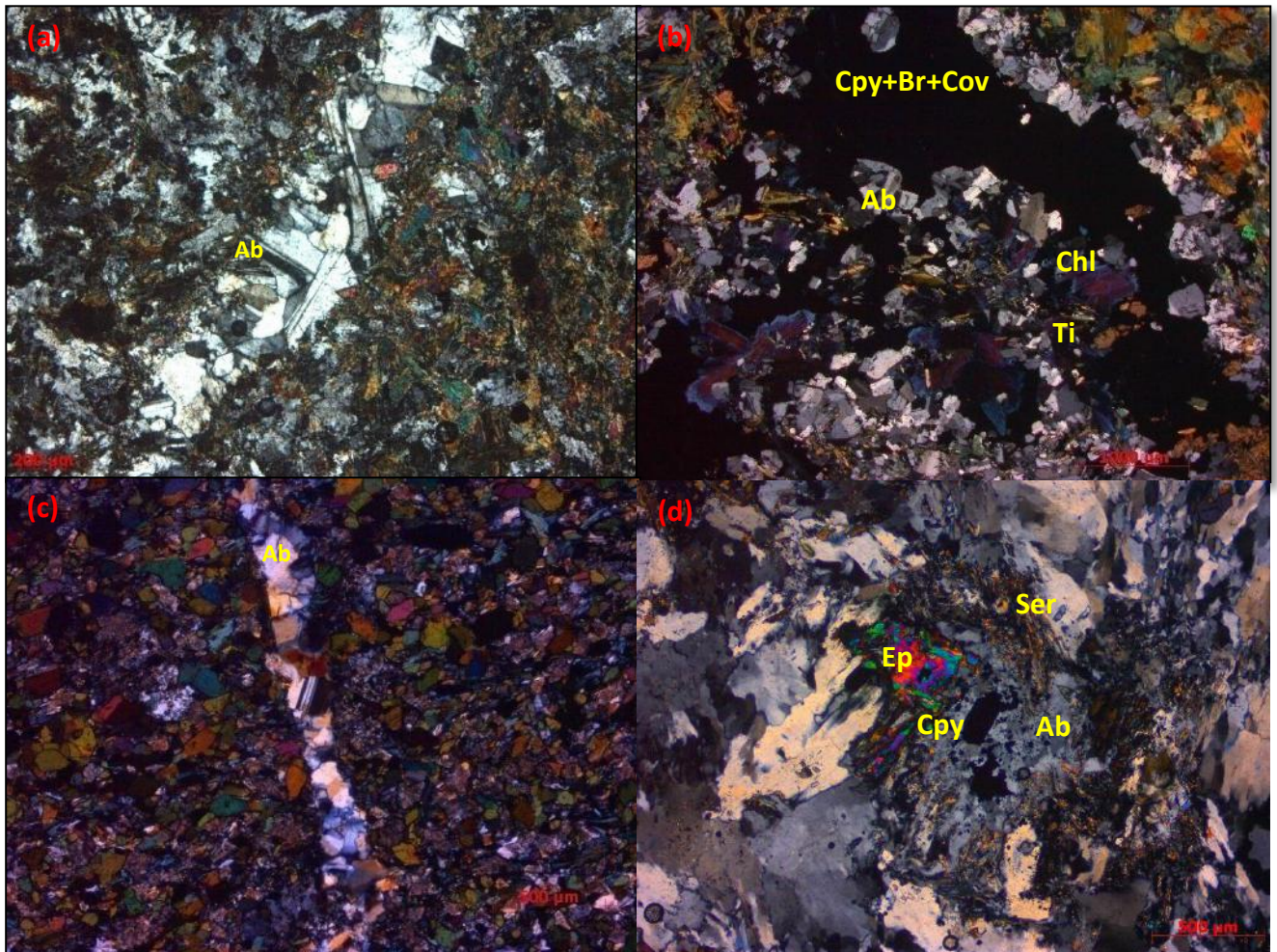


Figura 25- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Veio de albita com cristais tabulares euédricos e concentração de epidoto na borda. (b) Veio de albita associado com opacos (calcopirita, bornita, calcocita), clorita e titanita. (c) Veio de albita euédrica oblíquo a foliação. (d) Associação de calcopirita, albita e sericita disseminada na rocha.

Ab- Albita *Chl*-Clorita, *Cpy*- Calcopirita, *Cov*- Covelita, *Ep*- Epidoto, *Py*- Pirita, *Ser*- Sericita

3.2.6 CLORITA

3.2.6.1 Pós Tectônica:

A clorita apresenta cor natural verde clara, relevo médio, e cor de interferência anômala variando entre azul e roxo azulado. Possui hábito lamelar e granular, sua granulação varia de muito fina a média, e ocorre associada principalmente ao epidoto, rutilo e magnetita, por vezes albita, titanita, sericita, hematita, calcopirita, bornita e covelita.

A cloritização ocorre de forma intensa na rocha preenchendo veios, fraturas, e matriz de brechas hidrotermais que contêm arcabouço com clastos previamente foliados (Figura 26-c,d). A clorita hidrotermal também é disseminada na rocha, e por vezes forma aglomerados junto a cristais de epidoto, hematita, titanita e sericita (Figura 26-a,b).

A cloritização é intensa na folha Rio Verde, ocorrendo em todas as unidades.

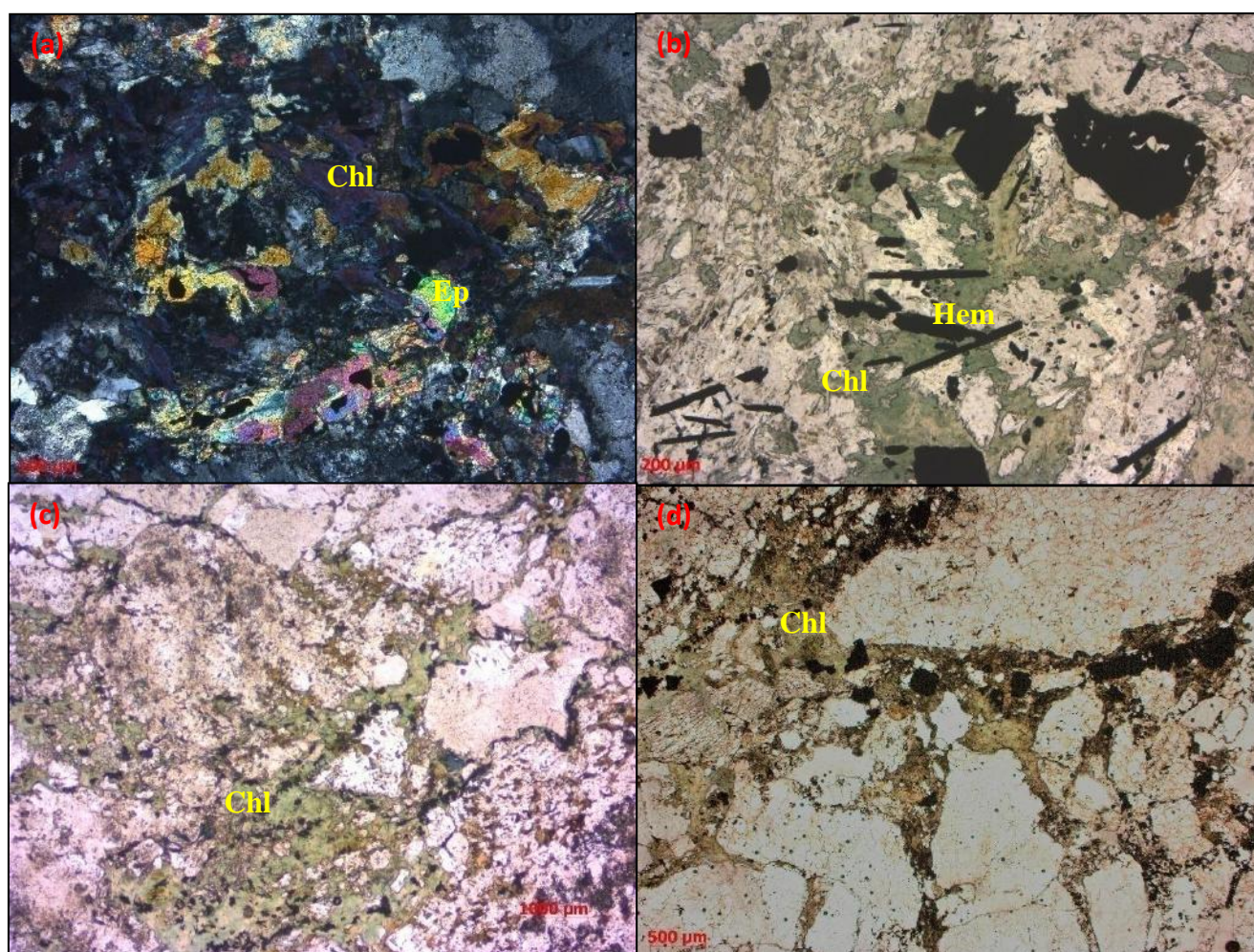


Figura 26- Fotomicrografia sob luz refletida: (a) associação de hematita, clorita, epidoto e titanita. (b) Clorita hidrotermal associada com hematita. (c) Stockwork preenchido por clorita hidrotermal. (d) Matriz de brecha preenchida por clorita hidrotermal.

Chl- Clorita, *Ep*- Epidoto, *Hem*- Hematita

3.2.7 EPIDOTO

3.3.7.1 Pós tectônico:

O epidoto apresenta cor natural amarela, relevo alto e cor de interferência de 3º ordem, possui hábito granular subédrico a anédrico e granulação variando de muito fina a média. Ocorre associado principalmente a clorita, e por vezes albita, titanita, magnetita, calcopirita, bornita e pirita.

Essa alteração é marcada pela presença de epidoto em veios de espessura fina (Figura 27-b,c) cortando a foliação, em matriz de brechas hidrotermais (Figura 27-a), as quais os clastos estão previamente deformados. Também estão disseminados crescendo sobre os cristais da rocha, por vezes em aglomerados associado a clorita e óxido de Fe. Essa alteração também é identificada pela presença de rochas que são apenas epidozitos.

A epidotização é intensa, sendo observada em todas as unidades da folha Rio Verde.

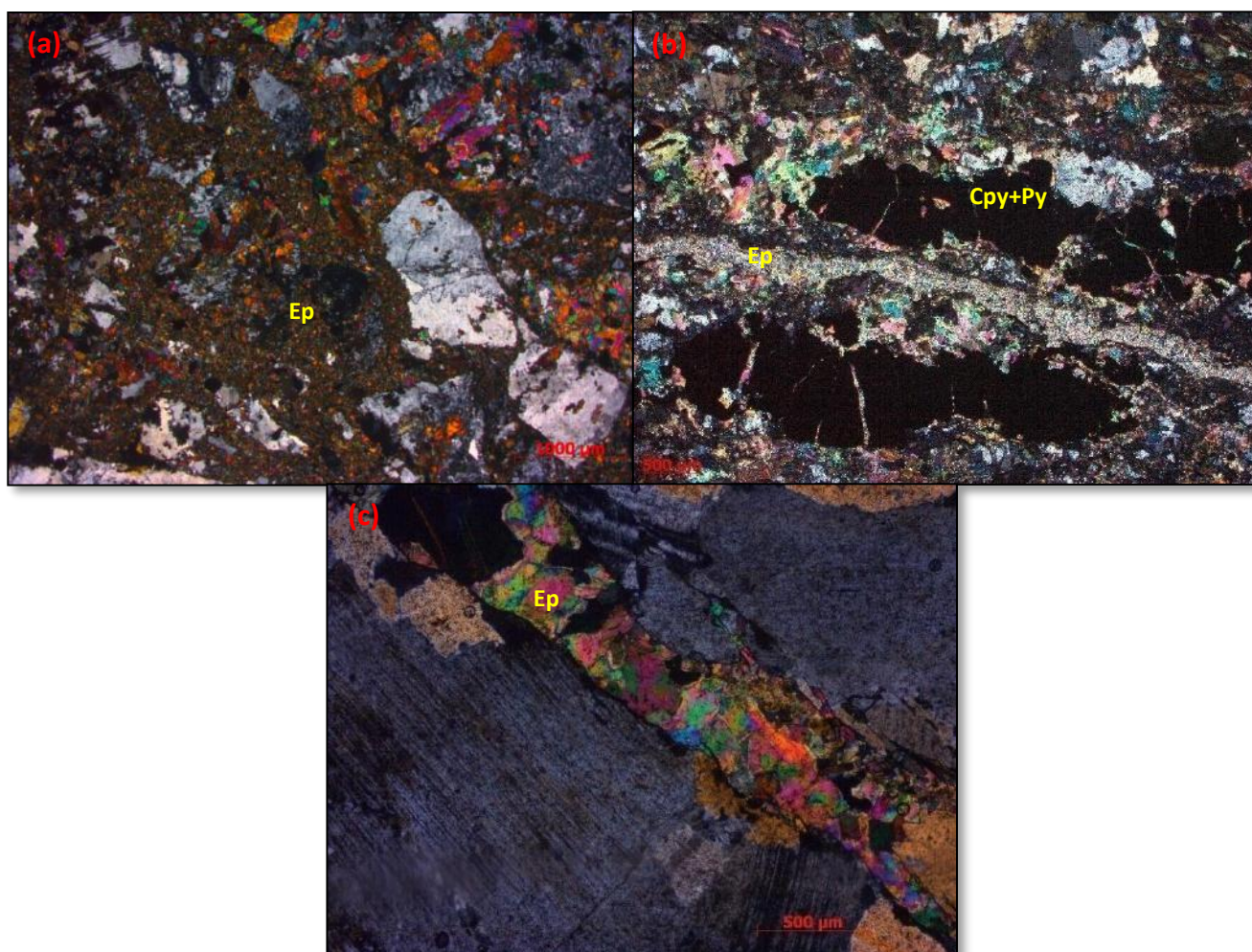


Figura 27- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) brecha com matriz de epidoto hidrotermal. (b) Veio de epidoto associado com pirita e calcopirita. (c) Veio de epidoto.

Ep- Epidoto, *Cpy*- Calcopirita, *Py*-Pirita

3.2.8 CARBONATO

A carbonatação é uma alteração pós tectônica restrita sendo identificada apenas em algumas lâminas. Os cristais de carbonato apresentam cor de interferência maior de 3º ordem, relevo variável e granulação fina a média. Ocorre em veios associados a calcopirita pirita e escapolita (Figura 23-d), e também disseminados na rocha junto a calcopirita (Figura 28- a, b).

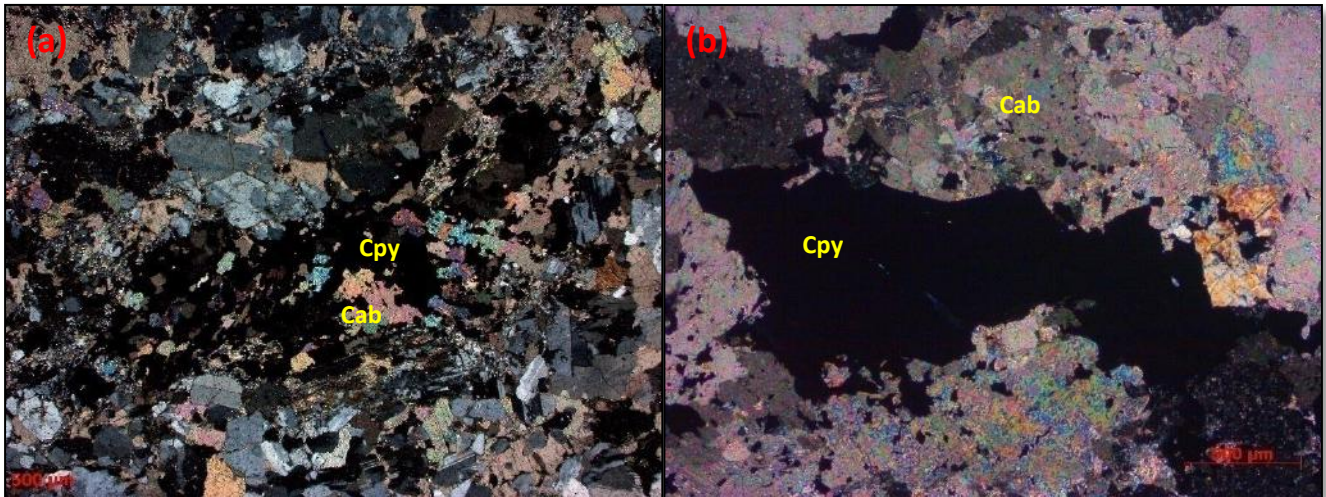


Figura 28- Fotomicrografia sob luz transmitida: (a) Carbontato disseminado na rocha associado a calcopirita. (b) Carbontato e calcopirita em veio.

Cab- Carbonato, *Cpy*- Calcopirita

A relação dos minerais hidrotermais identificados está demonstrada na tabela 2.

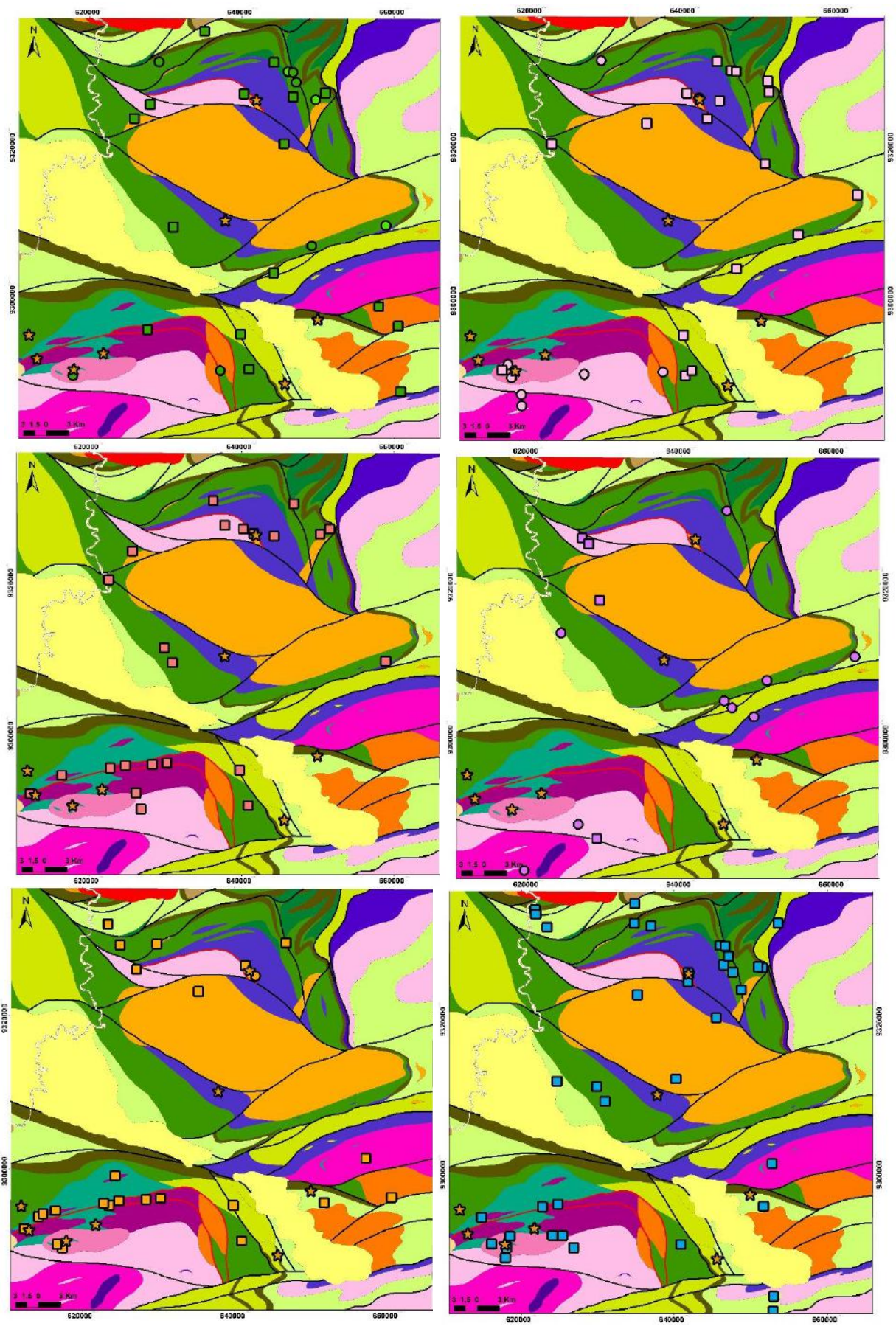
Tabela 2- Relação dos minerais hidrotermais identificados e seus respectivos posicionamentos tectônicos

Minerais Hidrotermais\Posicionamento Tectônico	Pré- tectônica	Pós-tectônica
Actinolita	-----	-----
Albita	-----	-----
Escapolita		-----
K-feldspato	-----	-----
Biotita	-----	-----
Epidoto		-----
Clorita		-----
Carbonato		-----

3.3 Distribuição dos Minerais Hidrotermais

As lâminas analisadas apresentam grande distribuição em área (Figura 6), logo pode-se considerar que os minerais hidrotermais identificados possuem uma boa representação de como cada alteração se comporta em aspecto regional. A epidotização e a cloritização demonstraram ampla disposição regional não apresentando restrição de unidade ou área. Já os minerais das alterações calco-sódica (actinolita), sódica (albita e escapolita), potássica (k-feldspato, biotita), e carbonato ocorrem de forma mais restrita na Folha Rio Verde. A distribuição regional dos minerais hidrotermais presentes na folha Rio Verde está demonstrada na Figura 30 e a distribuição dos minerais pré e pós tectônicos é apresentada na Figura 31.

É importante ressaltar que as alterações calco-sódicas, sódicas e potássicas se concentram em dois corredores principais a norte e a sul da área de estudo que se sobrepõem a leste do Metagranito Estrela. Esses corredores de alteração hidrotermal concentram os principais depósitos e ocorrências de Cu-Au do tipo IOCG, porém também englobam setores com poucas ocorrências descritas na literatura.



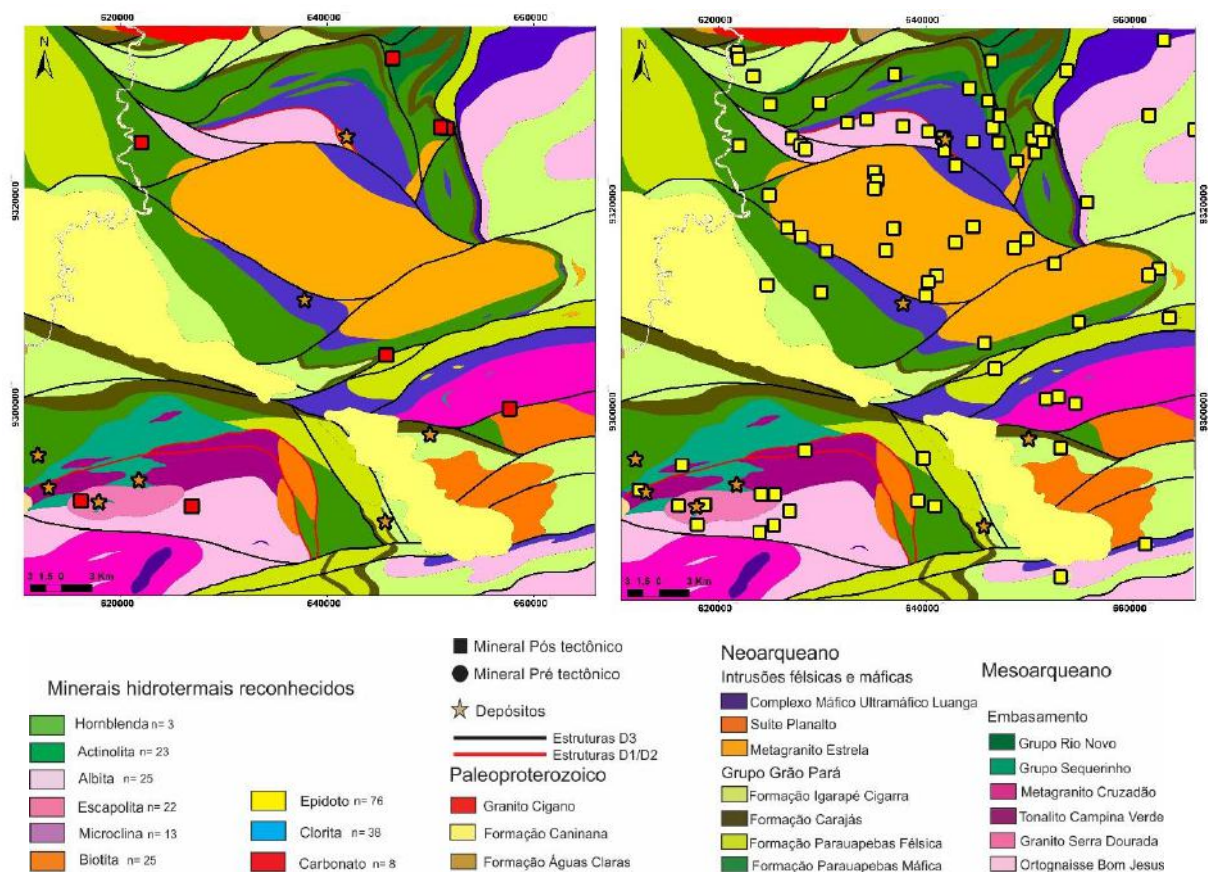


Figura 29- Mapas mostrando a distribuição regional na Folha Rio Verde dos principais minerais hidrotermais identificados. Modificado de Tavares (2014).

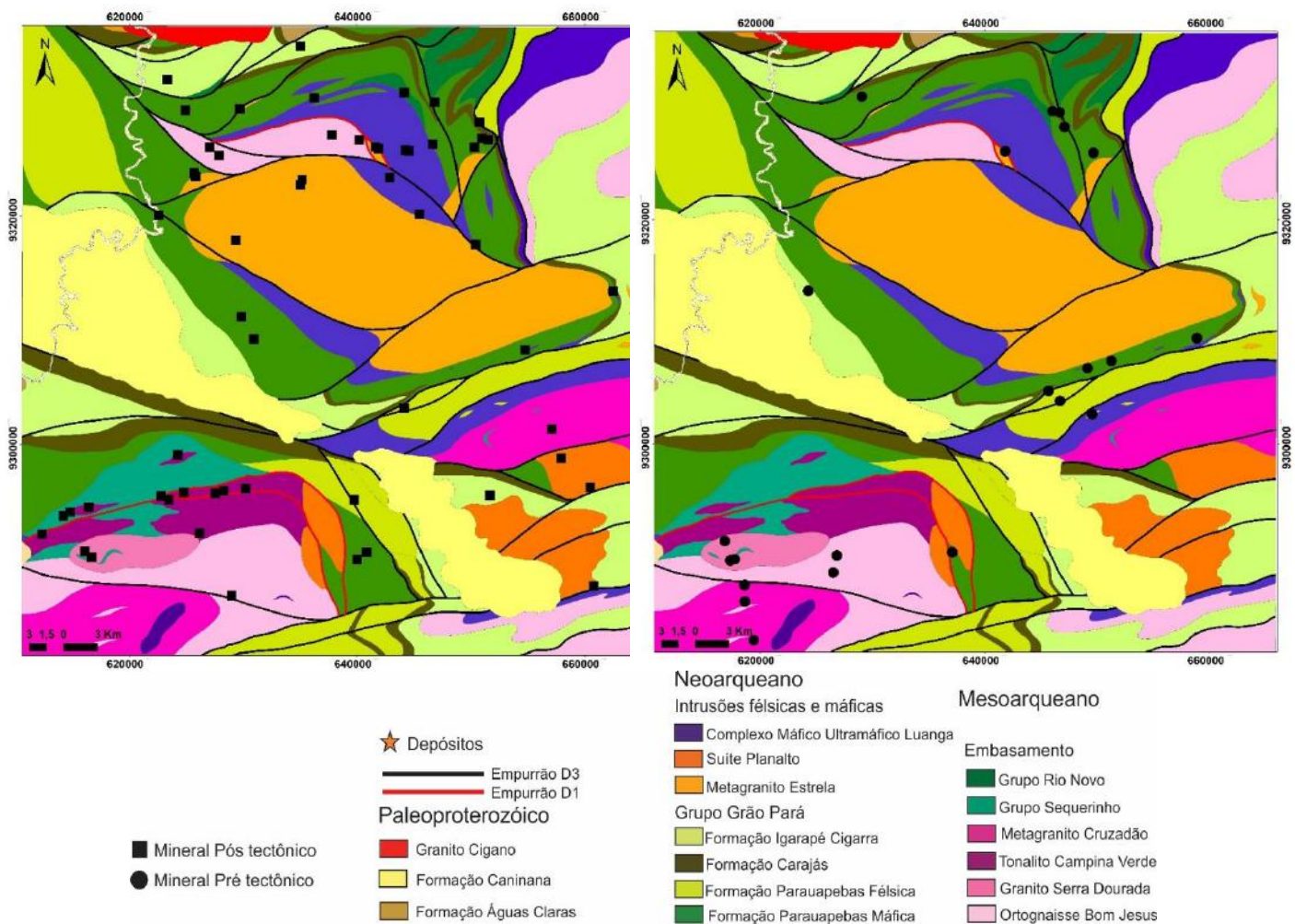


Figura 30- Comparação da distribuição regional das alterações pré e pós tectônicas, excluindo os minerais: epidoto e clorita. Modificado de Tavares (2014)

4 Discussão

As alterações hidrotermais identificadas regionalmente na Folha Rio Verde são compatíveis com aquelas vistas nos principais depósitos do tipo IOCG que ocorrem na PMC (Tabela 1).

A composição da rocha hospedeira aparentemente influencia, até certo ponto, quais fases hidrotermais se cristalizam (Reed 1997), por essa razão alterações calcosódicas com formação de actinolita são mais facilmente encontradas nas unidades máficas da Formação Parauapebas (Figura 30-a), enquanto que as alterações potássicas se sobressaem nos granitoides do Complexo Xingu e nas unidades da Formação Parauapebas Félsico (Figura 30-d;e).

O principal fator a ser considerado nos processos hidrotermais é mudança na proporção fluído/rocha, uma vez que conforme ocorre a formação das assembleias de minerais hidrotermais, a proporção fluído/rocha diminui e consequentemente os elementos nos fluídos necessário para a formação das alterações, o que promove mudanças no pH e nos estados de redução e oxidação do fluído levando a precipitação de metais (Reed 1997). Logo, áreas com uma assembleia hidrotermal diversificada possivelmente são resultado de maiores reações entre o fluído hidrotermal e a rocha hospedeira (alta proporção fluído/rocha), também podem ser apontadas como locais com maior tendência para a precipitação de metais.

É notável a diferença entre a quantidade de alterações hidrotermais identificadas como pós tectônicas em cunho regional em relação às pré tectônicas. Isso se dá devido à obliteração das alterações arqueanas por processos metamórficos e deformacionais que dificultam o reconhecimento dessas fases minerais. Entretanto, apesar dessa diferença, nota-se que tanto as alterações pré e pós tectônicas ocorrem em áreas próximas, por vezes sobrepostas, demonstrando que tanto os minerais hidrotermais dos eventos arqueanos quanto dos paleoproterozoicos não apresentam regionalmente áreas exclusivas. Além disso se concentram em faixas a norte e a sul que possuem os mesmos *trends* regionais WNW-ENE das zonas de cisalhamento que hospedam a maioria dos depósitos IOCG (Figura 31). Essa proximidade e sobreposição provavelmente são consequência do fato dos sistemas mineralizantes do tipo IOCG serem recorrentes e a percolação dos fluídos hidrotermais preferencialmente ocorrerem ao longo das descontinuidades regionais (Hitzman 1992, Williams *et al* 2005; Groves *et al* 2010). No

caso da Província Mineral de Carajás, as zonas de cisalhamentos decorrentes da abertura da Bacia Carajás (e reativadas durante sua inversão) seriam os principais condutos para a circulação de fluídos hidrotermais tanto dos eventos do Neoarqueano quanto do Paleoproterozoico (Moreto *et al* 2015, Tavares *et al.*, 2018).

Levando em consideração a importância da alta razão fluído/rocha e, conseqüentemente, a formação de minerais hidrotermais distintos, e a sobreposição regional das alterações referentes às épocas metalogenéticas, pode-se utilizar os mapas de distribuição regional dos minerais hidrotermais realizados nesse trabalho como guias prospectivos.

Como observa-se nos mapas do item 3.3, o epidoto e a clorita hidrotermal ocorrem amplamente distribuídos regionalmente e sozinhos não podem ser utilizados como guias prospectivos. Já os minerais como actinolita, albita, escapolita, microclina e biotita são mais restritos e ocorrem em áreas que já apresentam depósitos conhecidos na literatura. Sua ocorrência pode ser considerada como vetor para a exploração, principalmente quando próximos às grandes descontinuidades regionais, o que os torna potenciais guias prospectivos para os sistemas mineralizantes IOCG na Província Mineral de Carajás..

A Figura 32 mostra a quantidade de minerais hidrotermais por amostra analisada, excluindo-se clorita e epidoto. É notável que as amostras com mais fases hidrotermais são proximais a alguns dos depósitos de Cu-Au conhecido. Por outro lado, há diversas áreas de alta concentração de fases onde não existem ocorrências cadastradas, tratando-se de zonas favoráveis para projetos de prospecção mineral. Nota-se, também, que há uma grande quantidade de minerais hidrotermais considerados como guias prospectivos encontrados ao redor do Metagranito Estrela, porém não na unidade em si, mostrando que essa unidade pode ser excluída como prospectável

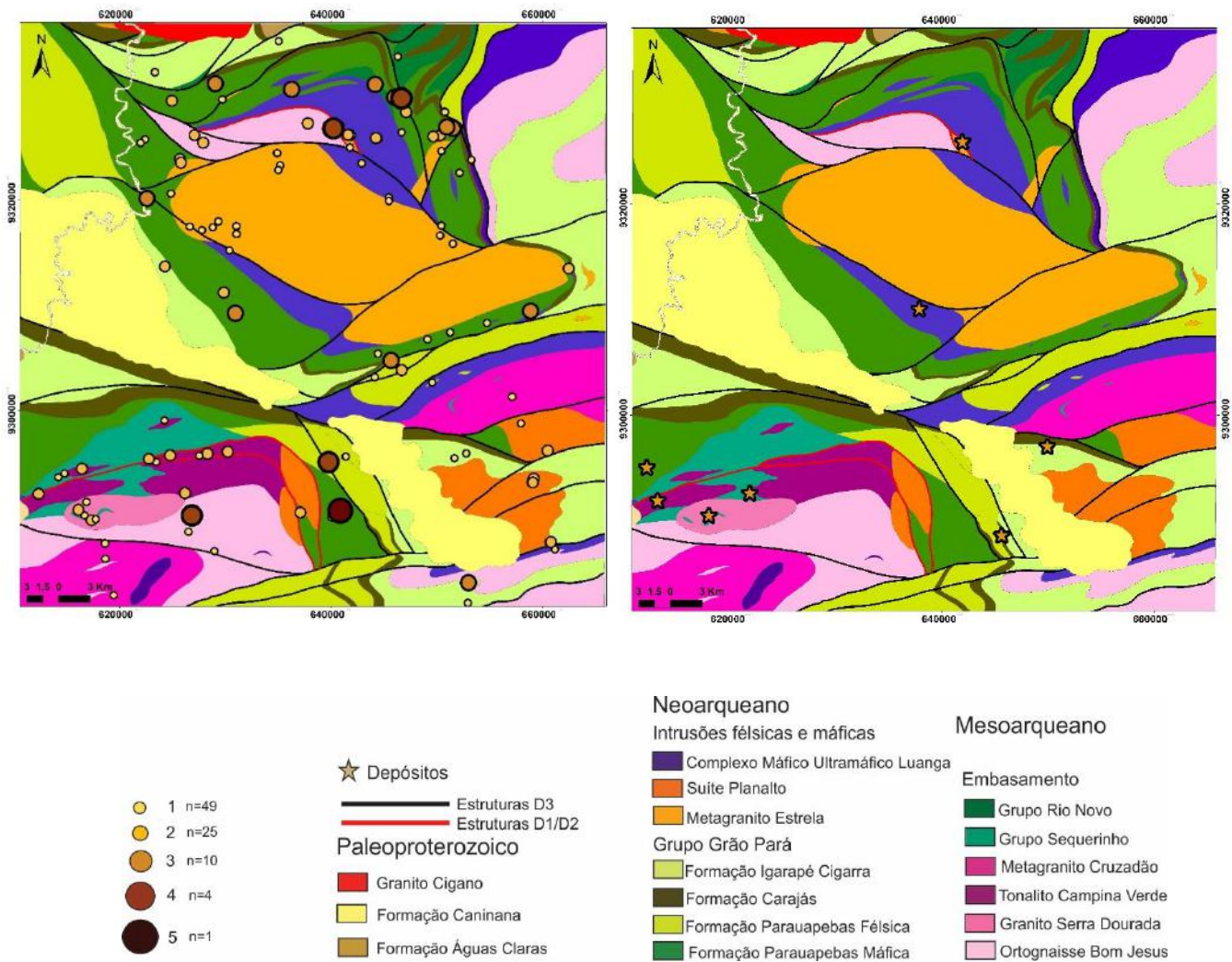


Figura 31- Comparação entre (a) mapa com soma de minerais indicados como guias prospectivos e (b) mapa demonstrando os depósitos da folha Rio Verde. Modificado de Tavares (2014).

5 Conclusões:

A partir da descrição petrográfica e microtectônica dos minerais hidrotermais e a distribuição regional dos mesmos realizadas neste trabalho é possível concluir que:

- i) A distribuição regional na Folha Rio Verde dos minerais hidrotermais pré e pós-tectônicos é muito semelhante, indicando recorrência de eventos hidrotermais nos mesmos sítios, apesar de existir um lapso de centenas de milhões de anos entre eles. Essa recorrência pode estar associada ao fato, como já apontado por diversos autores, das zonas de cisalhamento regionais desenvolvidas durante a abertura e inversão da Bacia Carajás serem os principais condutos para a percolação de fluídos hidrotermais.
- ii) Alguns minerais hidrotermais, como o epidoto e a clorita, são de ocorrência ampla e pouco servem como guias prospectivos. Enquanto a actinolita, albita, escapolita, biotita e k-feldspato, além de serem os representantes das principais alterações hidrotermais descritas na bibliografia, possuem ocorrência mais restrita e relativamente proximal a diversos depósitos conhecidos na Folha Rio Verde, como por exemplo: Bacaba, Bacuri e Visconde.
- iii) O acúmulo de fases hidrotermais pode estar associado a fatores que contribuem para a precipitação de metais, uma vez que a formação de sucessivas assembleias minerais causa modificações na razão fluído/rocha e na composição do fluído. Logo uma maior quantidade de minerais hidrotermais em uma mesma amostra sugere correlação com a proximidade com alguns depósitos.
- iv) Com a exclusão de fases minerais que ocorrem amplamente distribuídas e o somatório dos minerais hidrotermais mais indicados como guias prospectivos, é possível apontar zonas favoráveis à ocorrência de mineralizações, onde essas características se repetem, mas ainda não há depósitos conhecidos.
- v) Nota-se que há unidades na Folha Rio Verde, como o Metagranito Estrela e a Suíte Planalto, que não apresentam concentrações de minerais hidrotermais utilizados como guias prospectivos. Logo pode-se excluir essas unidades como prospectáveis.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

- Almeida, J.A.C., Dall'Agnol, R., Leite, A.A.S., 2013. Geochemistry and zircon geochronology of the Archean granite suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane, Carajás Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 42:103-127.
- Althoff, F.J., Barbey, P., e Boullier, A.M., 2000, 2.8-3.0 Ga plutonism and deformation in the SE Amazonian craton: the Archean granitoids of Marajoara (Carajás Mineral Province, Brazil). *Precambrian Research*, v. 104, p. 187-206.
- Araújo, O.J.B, Maia, R.G.N, 1991. Serra dos Carajás, folha SB.22-ZA, Estado do Pará. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, 164p.
- Barbosa, J.P.O., 2004, Geologia estrutural, geoquímica, petrografia e geocronologia de granitoides da região do Igarapé Gelado, norte da Província Mineral de Carajás. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém, 112 p.
- Barros, C.E.M, Sardinha, A.S, Barbosa, J.P.O, Macambira, M.J.B, Barbey, P, Boullier, AM, 2009. Structure, petrology, geochemistry and zircon U/Pb and Pb/Pb geochronology of the synkinematic Archean (2.7 Ga) A-type granites from the Carajás Metallogenic Province, northern Brazil. *The Canadian Mineralogist*, 47:1423-1440.
- Carvalho, E. R. 2009. Caracterização geológica e gênese das mineralizações de óxido de Fe-Cu-Au e metais associados na Província Mineral de Carajás: estudo de caso do depósito do Sossego. Dissertação de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, 141p.
- Costa, J.B.S, Araújo, O.J.B, Santos, A., Jorge João, X.S, Macambira, M.J.B, Lafon J.M. 1995. A Província Mineral de Carajás: aspectos tectono-estruturais, estratigráficos e geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7: 199-235.
- Costa, U.A.P, Paula, R.R, Silva. D.P.B, Barbosa, J.P.O., Silva, C.M.G, Tavares. F.M., Oliveira, J.K.M., Justo, A.P. Programa Geologia do Brasil-PGB. Mapa de integração geológica-geofísica da ARIM Carajás. Estado do Pará, Belém: CPRM, 2016. Escala: 1:250000.
- Craveiro, G. S., Villas., R. N., Silva., A. R. C., 2012. Depósito Cu-Au Visconde, Carajás (PA): Geologia e alteração hidrotermal das rochas encaixantes. *Revista Brasileira de Geociências* 42: 453-470.
- De Carvalho e Silva, M. L. M., & Oliveira, S.M.B., 1995. As Fases Portadoras de Níquel do Minério Laterítico de Níquel do Vermelho, Serra dos Carajás (PA). *Revista Brasileira de Geociências*. 25(I):69-7.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: 34º Congresso Brasileiro de Geologia. Belém, Anais, p. 11-54. Araújo e Maia 1991
- Fabre, S, Nédélec, A, Poitrasson, F, Strauss, H, Thomazo, C, Nogueira, A, 2011. Iron and sulphur isotopes from the Carajás mining province (Pará, Brazil): Implications for the oxidation of the

ocean and the atmosphere across the Archaean–Proterozoic transition. *Chemical Geology* 289:124–139.

Feio, G.R.L., Dall'Agnol R., Dantas E.L., Macambira M.J.B., Santos J.O.S., Althoff F.J., e Soares J.E.B., 2013, Archean granitoid magmatism in the Canaã dos Carajás area: Implications for crustal evolution of the Carajás province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 227:157-186.

Gibbs, A.K., Wirth, K.R., Hirata, W.K., e Olszewski Jr., W.J., 1986, Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16: 201–211.

Grainger, C.J., Groves, D.I., Tallarico, F.H.B, e Fletcher, I.R. 2007, Metallogenesis of the Carajás Mineral Province, Southern Amazon Craton, Brazil: Varying styles of Archean through Paleoproterozoic to Neoproterozoic base- and precious-metal mineralization. *Ore Geology Reviews*, 33: 451-489.

Groves, D.I, Bierlein, F.P, Meinert, L.W, Hitzman, M.W , 2010. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinctions from other epigenetic iron oxide deposits. *Economic Geology* 105:641–654.

Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadokaru, K., Cordeiro, A.A.C., e Meireles, E.A., 1982, Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 1, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 100–110.

Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T., 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits. *Precambrian Research*, 58:241–287.

Hitzman, M. W., 2000, Iron Oxide- Cu-Au DEPOSITS: WHAT, WHERE, WHEN, AND WHY. In Porter, T.M. (Ed), *Hydrothermal Iron Oxide Copper- Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, Volume 1; PGC Publishing Adelaide, pp 9-25.

Huhn S.R.B., Souza C.I.J., Albuquerque M.C., Leal E.D., Brustolin V., 1999. Descoberta do depósito Cu(Au) Cristalino: Geologia e mineralização associada região da Serra do Rabo - Carajás – PA. In: 6º *Simpósio de Geologia da Amazônia*. Manaus, Anais, p. 140–143.

Justo, A. P., 2014. Programa Geologia do Brasil - PGB Serra dos Carajás - SB.22-Z-A-II Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000

Macambira, J.B. 1990. Projeto Serra Norte e Projeto Pojuca: relatório final. Belém: SEPLAN/Docegeo/UFPA/DNPM/Docegeo/ UFPA, 150p.

Machado N., Lindenmayer D.H., Krough T.E., Lindenmayer Z.G., 1991. U–Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás Area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, 49:1–26.

P.L.G. Martins, C.L.B Toledo, A.M. Silva, F. Chemale Jr., J.O.S. Santos, L.M.Assis., 2017. Neoproterozoic Magmatism in the Southeastern Amazonia Craton, Brazil: Petrography, Geochemistry and Tectonic Significance of Basalts from the Carajás Basin. *Precambrian Research*,

Meireles, M.R., e Dardenne, M.A., 1991, Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambiente de arco arqueano, Grupo Grão Pará, Serra dos Carajás, PA. *Revista Brasileira de Geociências*, 21: 41-50

- Meireles, E. de M.; Hirata, W.K.; Amaral, A.F. do; Medeiros Filho, C.A. e Gato, W. da CA.. 1984. Geologia das Folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Para. Anais, 33|| Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. v5, 2164-2174.
- Melo, G. H. C., Monteiro L. V. S., Xavier R. P., Moreto C. P. N., Santiago E. S. B., Dufrane S. A., Aires B., Santos A. F. F., 2016. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U-Pb geochronology. *Miner Deposita*, 24p.
- Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Carvalho, E.R., Hitzman, M.W., Johnson, C.A., Souza Filho, C.R., e Torresi, I., 2008, Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: paragenesis and stable isotope constraints. *Mineralium Deposita*, 43:129–159.
- Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., 2016. Pontencial Mineral: cobre. Rio de Janeiro, 2016, v.1, 144p.
- Moreto, C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Amaral W.S., Santos T.J.S., Juliani C., e Souza Filho C.R., 2011, Mesoarchean (3.0 and 2.86 Ga) host rocks of the iron oxideCu-Au Bacaba deposit, Carajás Mineral Province: U-Pb geochronology and metallogenetic implications. *Mineralium Deposita* V. 46, pps. 789-811. DOI: 10.1007/s00126-011-0352-9
- Moreto, C.P.N, Monteiro, L.V.S, Xavier, R.P, Creaser, R.A, Dufrane, S.A, Tassinari, C.C.G, Sato, K., Kemp, A.I.S, Amaral, W.S, 2015 Neoarchean and Paleoproterozoic iron oxide-copper-gold events at the Sossego deposit, Carajás Province, Brazil, Re-Os and U-Pb geochronological evidence. *Economic Geology* 110:809–835.
- Moreto, C.P.N, Monteiro, L.V.S, Xavier, R.P, Creaser, R.A, Dufrane, A, Melo, G.H.C, Delinardo Silva, M.A, Tassinari, C.C.G, Sato, K, 2014. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide copper gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. *Mineralium Deposita*.
- Nogueira, A.C.R, Truckenbrodt, W, Pinheiro, R.V.L, 1995. Formação Águas Claras, PréCambriano da Serra dos Carajás: redescritção e redefinição litoestratigráfica. *Boletim Museu Paraense Emílio Goeldi* 7, 177–277.
- Pereira, R.M.P, Rosière, C.A, Santos, J.O.S, Lobato, L.M, Figueiredo e Silva, R.C, McNaughton, NJ, 2009. Unidade Caninana: sequência clástica paleoproterozoica revelada por datação U-Pb em zircões detríticos da Província Mineral Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 11, Manaus, pp. 376-379
- Pestilho, A.L.S. 2011 Sistemática de isótopos estáveis aplicada à caracterização da evolução dos paleo-sistemas hidrotermais associados aos depósitos cupríferos Alvo Bacaba e Alvo Castanha, Província Mineral de Carajás, PA. Dissertação de Mestrado, UNICAMP.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th–U–Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brazil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. *Chemical Geology* 166, 159–171.
- Pimentel, M. M., Lindenmayer, Z. G., Laux, J.H., Armstrong, R., Araújo, J. C. 2003. Geochronology and Nd isotope geochemistry of the Gameleira Cu–Au deposit, Serra dos

Carajás, Brazil: 1.8–1.7 Ga hydrothermal alteration and mineralization. *Journal of South American Earth Sciences.*, 15: 803-813.

Pinheiro, R.V.L. & Holdsworth R.E. 2000. Evolução tectonoestratigráfica dos sistemas transcorrentes Carajás e Cinzento, Cinturão Itacaiúnas, na borda leste do Craton Amazônico, Pará. *Rev. Bras. Geoc.*, 30(4): 597-606.

Pirajno, F. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, 2009. ISBN: 978-1-4020-8613-7.

Reed, M.H. 1997 Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. In H.L. Barnes (ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley, pp. 303–66.

Robb, L. *Introduction to Ore-Forming Processes*. Blackwell Publishing, 2005. ISBN 978-0-632-06378-9.

Santos, J.O.S., 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central, in *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil* (eds: L A Bizzi, C Schobbenhaus, R M Vidotti e J H Gonçalves), pp 169-226 (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais: Brasília).

Silva, M.A.D., 2014. Metatexitos e diatexitos do Complexo Xingu na região de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução mesoarqueana do Domínio Carajás. Unpublished masters dissertation. Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. 106p.

Soares, A.D.V; Macambira, M.J.B; Vieira, E.A.P; Massoti, F.S., Souza, C.I.J.; Padilha, J.L.; Magni, M.C.V (2001). Depósito Cu(Au) Cristalino, Serra dos Carajás, PA: idade da mineralização com bases em análises Pb-Pb em sulfetos (dados preliminares). In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém. Resumos Expandidos.

Tallarico F.H.B., 2003. O cinturão cupro-aurífero de Carajás, Brasil, Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UNICAMP, Campinas, 229 p.

Tallarico, F.H.B., Figueiredo B.R., Groves D.I., Kositsin N., McNaughton N.J., Fletcher I.R., e Rego J.L., 2005, *Geology and SHRIMP U–Pb geochronology of the Igarapé Bahia deposit, Carajás copper–gold belt, Brazil: an Archean (2.57 Ga) example of iron–oxide Cu–Au–(U–REE) mineralization*. *Economic Geology* 100:7–28.

Tavares, F. M., 2014. Programa Geologia do Brasil – PGB, Rio Verde - SB.22-Z-A-III, Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2014, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000
Tavares, F. M., Silva, C. M. G., 2013. Programa Geologia do Brasil – PGB, Serra Pelada - SB.22-X-C-VI, Estado do Pará - Carta Geológica. Belém: CPRM, 2013, 1 mapa colorido, Escala 1:100.000

Tavares, F. M. 2015. EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA DO NORDESTE DA PROVÍNCIA CARAJÁS. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 115p.

Tavares, F. M., Oliveira, J.K.M., Paula, R.R., Costa, I.S.L., Prado, E.B.S. 2017 O Cinturão Norte de Cobre da Província Mineral de Carajás: épocas metalogenéticas e controles críticos das mineralizações. In 15º Simpósio de Geologia da Amazônia.

Tavares, F. M., Trouw, R. A. J., Silva, C. M. G., Justo, A. P., Oliveira, J. K. M., 2018 The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: Revealing complex structural patterns. *Journal of South American Earth Sciences*. 88: 238- 252.

Teixeira, J.B.G., 1994, Geochemistry, petrology, and tectonic setting of archean basaltic and dioritic rocks from the N4 Iron deposit, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 161p.

Teixeira, W. Tassinari, C.C.G., Mondin, M. 2018 Características isotópicas (Nd/Sr) do plutonismo intrusivo no extremo NW do Cráton Amazônico. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 2, 131-141.

Torresi I, Bortholoto D.F.A., Xavier R.P., Monteiro L.V.S. 2012. Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 47: 299-323.

Trendall, A.F., Basei, M.A.S., De Laeter, J.R., e Nelson, D.R., 1998, SHRIMP U-Pb constraints on the age of the Carajás formation, Grão Pará Group, Amazon Craton. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 265-277.

Vasquez, L.V., Rosa-Costa, L.R., Silva, C.G., Ricci, P.F., Barbosa, J.O., Klein, E.L., Lopes, E.S., Macambira, E.B., Chaves, C.L., Carvalho, J.M., Oliveira, J.G., Anjos, G.C., e Silva, H.R., 2008a, *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Pará: Sistema de Informações Geográficas – SIG: Texto Explicativo dos Mapas Geológico e Tectônico e de Recursos Minerais do Estado do Pará*. Organizadores: M.L Vasquez, L.T. RosaCosta. Escala 1:1.000.000. Belém: CPRM.

Williams, H., Turner, F.J., & Gilbert, C.M. 1958. *Petrography*. W.H. Freeman: San Francisco.

Williams P.J., Barton M.B., Johnson D.A., Fontboté L., Haller A., Mark G., Oliver N.H., Marschik R., 2005, Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible models of origin. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, p. 371-405.

Wirth, K.R, Gibbs, A.K, Olszewski, W.J.J (1986) U–Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brasil. *Rev Bras Geocienc* 16:195–200

Xavier R.P., Monteiro L.V.S., Souza Filho C.R., Torresi I., Carvalho E.R., Dreher A.M., Wiedenbeck M., Trumbull R.B., Pestilho A.L.S., Moreto C.P.N. 2010. The iron oxide copper–gold deposits of the Carajás Mineral Province, Brazil: an updated and critical review. In: Porter T.M., (ed), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective*. Australian Miner. Fund, Adelaide, Vol 3, pp. 285-306.